

**КАМЧАТСКИЙ ФИЛИАЛ ФЕДЕРАЛЬНОГО
ГОСУДАРСТВЕННОГО БЮДЖЕТНОГО УЧРЕЖДЕНИЯ
НАУКИ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЛУЖБА РАН**

На правах рукописи



Болдина Светлана Васильевна

**ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СИСТЕМЕ
«СКВАЖИНА-ВОДОВМЕЩАЮЩАЯ ПОРОДА»**

Специальность 25.00.10 – геофизика, геофизические методы
поисков полезных ископаемых

**ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук**

Научный руководитель:

д. г.-м. н. Копылова Г.Н.

Научный консультант:

д. г.-м. н. Мороз Ю.Ф.

ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКИЙ 2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
Глава 1. ГИДРОГЕОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ УРОВНЯ ВОДЫ В ПЬЕЗОМЕТРИЧЕСКИХ СКВАЖИНАХ, ИХ ТИПИЗАЦИЯ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ	12
1.1. Характеристика наблюдательных скважин и системы уровнемерных наблюдений	13
1.2. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважинах и их типизация	21
1.3. Теоретические модели формирования гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважинах	35
1.3.1. Формирование косейсмических скачков уровня воды в скважине при образовании разрывов в очагах землетрясений	35
1.3.2. Гидрогеодинамические предвестники	46
1.3.3. Осцилляции уровня воды в скважине при прохождении сейсмических волн	47
1.3.4. Длительное постсейсмическое понижение уровня воды в скважине	49
1.4. Выводы	51
Глава 2. ОЦЕНКА УПРУГИХ И ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРОВ ВОДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД, ВСКРЫТЫХ СКВАЖИНАМИ ЮЗ-5, 1303, 1309 И Е-1	53
2.1. Барометрический анализ уровня воды в скважинах	54
2.2. Оценка приливного отклика уровня воды в скважинах	57
2.3. Оценка упругих и фильтрационных свойств водовмещающих пород по данным уровнемерных наблюдений на скважинах	62
2.4. Оценка инерционного эффекта водообмена между скважиной и вскрытыми ею водовмещающими породами	70
2.5. Выводы	75
Глава 3. ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ ВАРИАЦИЙ УРОВНЯ ВОДЫ В СИСТЕМАХ «СКВАЖИНА – ВОДОВМЕЩАЮЩАЯ ПОРОДА» НА ПРИМЕРЕ СКВАЖИН ЮЗ-5 И 1309	78
3.1. Моделирование эффекта сейсмического воздействия на поведение системы «скважина - водовмещающая порода» при прохождении сейсмических волн от удаленных сильных землетрясений	78

3.2. Моделирование длительного постсейсмического понижения уровня воды в скважинах	84
3.3. Оценка косейсмической деформации водовмещающих пород в скважине ЮЗ-5 при образовании разрывов в очагах землетрясений	87
3.4. Гидрогеодинамический предвестник Кроноцкого землетрясения в скважине ЮЗ-5	97
3.5. Выводы	102
Глава 4. ФЕНОМЕНОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ ВАРИАЦИЙ УРОВНЯ ВОДЫ В СИСТЕМЕ «СКВАЖИНА – ВОДОВМЕЩАЮЩАЯ ПОРОДА»	104
4.1. Анализ и интерпретация результатов наблюдений на скважинах ЮЗ-5 и 1309	106
4.2. Анализ и интерпретация результатов наблюдений на скважине Е-1	111
4.3. Выводы	120
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	122
СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	127

ВВЕДЕНИЕ

Объект исследования – гидрогеодинамические процессы в системе «скважина – водовмещающая порода» при воздействии землетрясений и процессов их подготовки.

Предмет исследования – обоснование и реализация на примере отдельных скважин комплекса методов обработки и интерпретации данных уровнемерных наблюдений в целях повышения их информативности для геофизического мониторинга и оценки изменений напряженно-деформированного состояния (НДС) среды сейсмоактивных регионов под влиянием факторов сейсмичности.

Актуальность. Уровнемерные наблюдения в пьезометрических скважинах традиционно рассматриваются в качестве эффективного способа оценки вариаций напряженно-деформированного состояния верхних горизонтов земной коры, в т. ч. сейсмотектонической деформации на стадии подготовки сильных землетрясений [Киссин, 1993]. Например, отклик уровня воды на земные приливы показывает, что скважинные уровнемерные наблюдения могут быть использованы для обнаружения небольших деформаций в коре порядка 10^{-8} – 10^{-9} . Обнаружение аномальных изменений уровня воды перед рядом сильных землетрясений [Roeloffs, 1988; Копылова, 2001, 2005, 2006; Wakita, 1975, 1981; King et al., 1999, 2000] позволяет предполагать существование гидрогеодинамических предвестников, которые могут использоваться для сейсмического прогноза.

Несмотря на очевидную чувствительность систем «скважина – водовмещающая порода» к деформациям и хорошо разработанную теорию, описывающую взаимодействие между поровым давлением и упругой деформацией горных пород [Rice, Cleary, 1976], использование пьезометрических скважин для обеспечения количественных оценок вариаций НДС среды сейсмоактивных регионов довольно ограничено. Это связано с тем, что до настоящего времени не имеется полного объяснения разнообразия наблюдаемых откликов уровня воды в скважинах в результате воздействия землетрясений, а имеющиеся примеры проявления гидрогеодинамических предвестников весьма малочисленны. Имеются и другие нерешенные вопросы в использовании пьезометрических скважин в качестве деформографов. К таким вопросам, в частности, относится необходимость выяснения роли локальных гидрогеологических условий и особенностей отдельных скважин, включая различие упругих и фильтрационных свойств водовмещающих пород, при изучении откликов уровня воды при воздействии землетрясений и процессов их подготовки.

Особенности вариаций уровня воды при сейсмических воздействиях могут определяться, с одной стороны, закономерностями поведения пористых упругих водонасыщенных горных пород при изменении НДС среды и, с другой стороны, свойствами наблюдательной системы, включающими упругие и фильтрационные свойства водовмещающих пород, степень изолированности контролируемых подземных вод, а также геометрические параметры скважины.

Моделирование гидрогеодинамических процессов при сейсмических воздействиях для конкретных систем «скважина - водовмещающая порода», основывающиеся на данных многолетних уровнемерных наблюдений и современных теоретических подходах, может быть направлено на решение важной задачи геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов и поиска предвестников землетрясений - оценку информативности отдельных наблюдательных скважин, а также будет способствовать развитию теоретического знания о формировании режима подземной гидросферы и его влиянии на геофизические поля.

Целью работы является развитие научно - методических основ гидрогеодинамического метода мониторинга земной коры сейсмоактивных регионов по данным уровнемерных наблюдений в пьезометрических скважинах на примере Камчатки.

Задачи исследования:

1. Выполнить анализ различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в пьезометрических скважинах и теоретических моделей их формирования в системах «скважина – водовмещающая порода» (по литературным данным).

2. Оценить упругие, фильтрационные параметры и пористость вскрытых скважинами водовмещающих пород с применением традиционных и модифицированных методов оценки барометрического и земно-приливного откликов уровня воды; построить модельные зависимости реакции уровня воды в отдельных скважинах на вариации порового давления с учётом их строения, фильтрационных и упругих свойств водовмещающих пород.

3. Выполнить моделирование различных гидрогеосейсмических вариаций уровня воды, зарегистрированных в скважинах Камчатки и вызванных различными механизмами сейсмического воздействия на состояние системы «скважина – водовмещающая порода».

4. Разработать феноменологическую модель гидрогеодинамических процессов формирования гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в реальной системе «скважина – водовмещающая порода» на примере пьезометрических скважин Камчатки.

5. Оценить возможность количественной оценки объемной деформации водовмещающих пород по данным уровнемерных наблюдений в скважине в условиях отсутствия приливного отклика уровня воды.

Решение задач проводилось в несколько этапов:

1. Обработка данных уровнемерных наблюдений на четырех скважинах Камчатки (ЮЗ-5, Е-1, 1303 и 1309), в изменениях уровней воды которых обнаружены различные типы вариаций в связи с землетрясениями [Копылова и др., 2000; Копылова, 2001, 2006] с помощью программы визуализации и обработки временных рядов геофизического мониторинга DIAGNOZ 2.0 [Копылова, Латыпов, Пантюхин, 2003], пакета программ приливного анализа ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994] и пакета программ многомерного анализа временных рядов систем низкочастотного геофизического мониторинга [Любушин, 1993].

Компенсация барометрического отклика в изменениях уровня воды в скважинах осуществлялась по интегрированному в программу DIAGNOZ 2.0 алгоритму оценки комплексной передаточной функции от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды в скользящем временном окне [Любушин, 1993].

Оценка частотной зависимости барометрического отклика уровня воды в скважине проводилась на основе кросс-спектрального анализа часовых вариаций уровня воды и атмосферного давления [Quilty, Roeloffs, 1991; Копылова, Болдина, 2004; 2006].

Приливной анализ данных уровнемерных наблюдений проводился по программе ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994], которая позволяет получить параметры приливного отклика уровня воды - амплитуды, амплитудные факторы (эквивалентные величине приливной чувствительности уровня воды), разности фаз между фазой приливной волны в изменениях уровня и фазой приливного потенциала для отдельных волн [Мельхиор, 1968; Багмет и др., 1989; Копылова, Болдина, 2004, 2006; Болдина, Копылова, 2006].

2. Обоснование гипотезы о статически-изолированных условиях в водовмещающих породах, вскрытых скважинами ЮЗ-5, 1303 и 1309 при изменениях вертикальной нагрузки и развитии объемных деформаций в диапазоне периодов часы–первые десятки суток на основе анализа барометрического и приливного откликов уровня воды; количественная оценка упругих параметров и пористости водовмещающих пород [Rojstaczer, Agnew, 1989; Roeloffs, 1996; Rojstaczer, 1988; Копылова, Болдина, 2006; Болдина, Копылова, 2006, 2012]. Анализ связи упругих параметров водовмещающих пород и величин барометрической эффективности и приливной чувствительности при статически изолированных условиях [Болдина, Копылова, 2013].

3. Построение модели реакции уровня воды в скважинах ЮЗ-5, 1303 и 1309 на гармонические вариации порового давления в водовмещающих породах с учетом

оцененных упругих параметров, пористости водовмещающих пород и геометрии скважин [Hsieh et al., 1987; Копылова, Болдина, 2006; Болдина, Копылова, 2006].

4. Оценка величины и характера косейсмической деформации водовмещающих пород в районе скважины ЮЗ-5 по амплитудам и направлению косейсмических скачков уровня воды в моменты местных землетрясений [Копылова, 2005; Копылова, Болдина, 2006; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010; Болдина, Копылова, 2008].

5. Оценка величины деформации расширения водонасыщенных верхнемеловых пород на стадии подготовки Кроноцкого землетрясения 5.12.1997 г., $M=7.8$, $R=316$ км по амплитуде предсейсмического понижения уровня воды в скважине ЮЗ-5 [Копылова, 2005; Копылова, Болдина, 2006, 2012б].

6. Построение модели отклика системы «скважина - водовмещающая порода» на воздействие поверхностных сейсмических волн от Суматра-Андаманского землетрясения 24.12.2004 г., $M=9$, $R=8250$ км по данным равномерных наблюдений на скважине ЮЗ-5 и от Симуширского землетрясения 15.11.2006г., $M=8.3$, $R=1121$ км по данным равномерных наблюдений на скважине 1309. Уточнение водопроницаемости вскрытых водовмещающих пород для скважин и анализ полученных величин водопроницаемости [Копылова, Болдина, 2005, 2007] в сопоставлении с результатами физического моделирования эффекта прохождения сейсмических волн через водонасыщенные образцы [Шмонов и др., 2002].

7. Построение модели длительного понижения уровня воды в скважине ЮЗ-5 после Кроноцкого землетрясения и в скважине 1309 после Олюторского землетрясения 20.04.2006 г., $M=7.6$; оценка расстояния от скважин до локального источника возмущения напора. [Crank, 1975; Brodsky et al., 2003; Болдина, Копылова, 2006, 2008; Кочарян и др., 2011].

8. Разработка феноменологической модели гидрогеодинамических процессов формирования гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в системе «скважина – водовмещающая порода» на примере скважин ЮЗ-5 и 1309 [Болдина, Копылова, 2009].

9. Оценка упругих и фильтрационных параметров водовмещающих пород в скважине Е-1 по результатам моделирования восстановления уровня воды после спуска датчика акустической эмиссии в ствол скважины 11 марта 2009 г. в условиях отсутствия приливного отклика уровня воды [Копылова, Болдина, 2012а].

10. С учетом оцененных упругих параметров водовмещающих пород получена количественная оценка величины деформации объемного сжатия в районе скважины Е-1 по амплитуде повышения уровня воды в течение времени с мая 2006 по декабрь 2009 гг.

Экспериментальные данные, методы исследований, аппаратура и программные средства. В качестве экспериментальных данных для решения научных задач исследования использовались 10-минутные и среднечасовые данные уровнемерных наблюдений на камчатских скважинах ЮЗ-5 и Е-1, полученные Камчатским филиалом Геофизической службы РАН в 1997-2005 гг. и в 2006-2009 гг., и на скважинах 1303 и 1309, полученные ОАО «Камчатгеология» в 2006 г. Регистрация данных по вариациям уровня воды и атмосферного давления на скважинах осуществлялась с использованием *цифровых комплектов аппаратуры*, включающих универсальный регистратор Кедр А2 (производитель ООО «Полином», г. Хабаровск), оборудованный ультразвуковым датчиком уровня воды (чувствительность ± 0.1 см) и датчиком атмосферного давления (чувствительность ± 0.1 мбар). Периодичность регистрации - 10 минут.

Для характеристики сейсмологических данных использовались Региональный каталог землетрясений Камчатки, полученный КФ ГС РАН, и электронные ресурсы сайтов <http://www.iris.washington.edu/>, <http://www.globalcmt.org/>.

Данные GPS-наблюдений на Камчатке в период Кроноцкого землетрясения приводились по [Gordeev et al., 2001].

Теоретической основой решения научных задач является теория пороупругости [Biot, 1941, Biot, 1957] и ее приложения для систем «скважина – водовмещающая порода» [Van der Kamp, Gale, 1983; Igarashi, Wakita, 1991; Quilty, Roeloffs, 1991; Roeloffs, 1988, 1996; Rojstaczer, 1988; Rojstaczer, Agnew, 1989], статическая теория приливов [Мельхиор, 1968], теоретические основы динамики подземных вод [Шестаков, 1973, 1985; Карслоу, Егер, 1964; Синдаловский, 2006].

Методы исследований включают:

- *мониторинговые исследования* изменений уровня воды в скважинах;
- *барометрический и приливной анализ*, основанные на исследовании реакции уровня воды в скважине на атмосферное давление и земные приливы;
- *метод сравнительного анализа* результатов обработки уровнемерных данных с результатами, полученными другими авторами.

Для решения научных задач использовались:

- *математическая модель* пьезометрическая скважина – изолированные водовмещающие породы [Теркотт, Шуберт, 1985];
- *решение уравнения* связи деформации и напряжения для изотропных сред, применяемого для оценки пороупругих свойств водовмещающих пород [Biot, 1941, 1962; Nur, Byerlee, 1971];

- *математическая модель* реакции уровня воды в скважине на гармонические вариации порового давления в водовмещающих породах с учетом оцененных упругих параметров и пористости насыщенных горных пород и геометрии скважины [Hsieh et al., 1987];

- *математическая модель* отклика системы «скважина - водовмещающая порода» на воздействие сейсмических волн от сильных удаленных землетрясений [Cooper et al., 1965];

- *решение одномерного уравнения* математической теории диффузии для удаленного точечного источника возмущения [Карслоу, Егер, 1964; Crank, 1975];

- *физическая модель* эффекта прохождения сейсмических волн через водонасыщенный образец [Шмонов и др., 2002] и локального улучшения фильтрационных свойств водовмещающих пород при сейсмических сотрясениях в следствие декольматации трещины [Кочарян и др., 2011].

Для оценки барометрического и приливного откликов уровня воды по данным наблюдений на скважинах использовались следующие *программные средства*:

- пакет программ приливного анализа ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994];
- программа визуализации и обработки временных рядов данных геофизического мониторинга DIAGNOZ 2.0 [Копылова, Латыпов, Пантюхин, 2003];
- пакет программ многомерного анализа временных рядов систем низкочастотного геофизического мониторинга [Любушин, 1993].

Защищаемые научные положения

1. Выделенные гидрогеосейсмические вариации уровня воды в пьезометрических скважинах Камчатки описываются теоретическими моделями поведения системы «скважина – водовмещающая порода» при различных механизмах сейсмического воздействия, включающих процессы подготовки землетрясений, образование разрывов в их очагах и распространение сейсмических волн.

2. Результаты моделирования гидрогеосейсмических вариаций уровня воды показали, что ведущими процессами их формирования являются упругая сеймотектоническая деформация водовмещающих пород и динамическое воздействие сейсмических волн, определяемое их амплитудно-частотным составом, упругими и фильтрационными свойствами водовмещающих пород и строением скважин.

3. Создана феноменологическая модель гидрогеодинамических процессов формирования гидрогеосейсмических вариаций уровня воды на основе используемого комплекса методов проведения и обработки данных уровнемерных наблюдений на скважинах Камчатки, теоретических моделей и результатов моделирования.

Научная новизна и практическая значимость. Научные результаты работы существенно дополняют и расширяют представления о гидрогеодинамических процессах, происходящих в системах «скважина – водовмещающая порода» под влиянием сейсмичности, и направлены на развитие научно-методических основ гидрогеодинамического метода мониторинга земной коры в сейсмоактивных регионах.

Впервые построенная феноменологическая модель гидрогеодинамических процессов формирования гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в реальной системе «скважина – водовмещающая порода» на примере скважин ЮЗ-5 и 1309 в дальнейшем может привлекаться для интерпретации текущих данных уровнемерных наблюдений в скважинах сейсмоактивных районов в целях мониторинга НДС среды и оценки сейсмической опасности.

На примере скважины Е-1 продемонстрирована возможность количественной оценки объемной деформации водовмещающих пород по данным уровнемерных наблюдений в условиях отсутствия приливного отклика уровня воды.

Личный вклад автора. Автор работы принимала участие в обработке данных уровнемерных наблюдений. Ею выполнены барометрический и приливной анализ вариаций уровня воды на скважинах, оценены фильтрационные и упругие параметры водовмещающих пород, обосновано использование теоретических моделей и параметров моделирования, выполнены математическое моделирование и расчеты, а также теоретический анализ полученных результатов.

Апробация работы и публикации. Основные результаты исследований неоднократно докладывались на региональных и российских конференциях: III региональная молодежная научная конференция «Исследования в области наук о Земле», КНЦ ДВО РАН, 2004; IV региональная молодежная научная конференция «Исследования в области наук о Земле», КНЦ ДВО РАН, 2005; конференция ИВиС ДВО РАН, посвященная дню вулканолога, 2005, 2010, 2011; научно-техническая конференция «Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки», КФ ГС РАН, 2006; межрегиональная научно-практическая конференция в КамГУ, 2006; Всероссийское совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока, Иркутск, 2006, 2012, Тюмень 2009; Девятые геофизические чтения имени В.В. Федынского, Москва, 2007; Международный научный симпозиум «Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири», Южно-Сахалинск, 2007, Хабаровск 2010 г.; научно-техническая конференция «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России», КФ ГС РАН, 2007, 2009, 2011, 2013; 7-ое международное совещание по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг

(JKASP-2011); научные чтения памяти Ю. П. Булашевича, Екатеринбург, 2011, 2013; международная сейсмологическая школа, Владикавказ 2010, Апатиты, 2011; всероссийская конференция «Современная геодинамика», Иркутск, 2012; научно-практическая конференция «Математическое моделирование, геоинформационные системы и базы данных в гидрогеологии», Москва, 2013.

Результаты работы неоднократно обсуждались на заседаниях лаборатории геофизических исследований КФ ГС РАН, на научных семинарах КФ ГС РАН и на заседаниях кафедры географии, геологии и геофизики КамГУ.

По теме диссертации автором опубликовано 33 научные работы, в том числе 10 работ в журналах «Вулканология и сейсмология», «Тихоокеанская геология», «Физика Земли», «Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле», рекомендованных ВАК.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из Введения, четырех глав и Заключения. Общий объем работы составляет 136 страниц машинописного текста, в том числе 18 таблиц, 47 рисунков и список литературы из 115 наименований.

Благодарности. Автор выражает свою искреннюю благодарность за постановку задачи, обсуждение результатов, за поддержку, ценные советы и консультации по оформлению научных результатов данной работы научному руководителю заведующей лабораторией геофизических исследований КФ ГС РАН, доценту, д. г.-м. н. Копыловой Галине Николаевне, за внимание и поддержку на этапе представления и защиты диссертационной работы д. г.-м. н. Морозу Юрию Федоровичу. Автор также выражает признательность с.н.с. лаборатории сейсмологии КФ ГС РАН, к. ф.-м. н. Павлову В.М. и сотрудникам Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН д. г.-м. н. Кирюхину А.В. и к. т. н. Дрознину В.А. за содержательное обсуждение работы.

Глава 1. ГИДРОГЕОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ УРОВНЯ ВОДЫ В ПЬЕЗОМЕТРИЧЕСКИХ СКВАЖИНАХ ИХ ТИПИЗАЦИЯ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Проведение уровнемерных наблюдений в пьезометрических скважинах с целью поиска гидрогеодинамических предвестников землетрясений является одним из приоритетных направлений исследований по проблеме сейсмического прогноза. Большой вклад в развитие методологии таких исследований внесли отечественные ученые из Института физики Земли (И.Г. Киссин), ВСЕГИНГЕО (Г.С. Вартанян, Г.В. Куликов), Сахалинского комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР и др.

Фактор влияния сейсмичности на режим подземных вод, рассматриваемый как совокупность отдельных землетрясений и процессов их подготовки, воздействует на подземные воды за счет изменения напряженно-деформированного состояния водонасыщенных горных пород. Собственно землетрясение, включающее образование разрыва и излучение упругих сейсмических волн, имеет малую продолжительность (секунды – минуты – десятки минут). При этом происходят изменение статического напряженного состояния среды в окрестностях очага и динамическая деформация водонасыщенных горных пород, сопровождающиеся ко- и постсейсмическими изменениями в режиме подземной гидросферы. По современным представлениям процесс подготовки сильного землетрясения развивается длительное время, составляющее месяцы – годы – десятилетия, и может сопровождаться изменением упругого состояния водонасыщенных горных пород, развитием в них трещинной дилатансии, а также миграцией и фазовыми изменениями поровых флюидов, перераспределением их давления. Эти процессы вызывают изменения гидродинамических параметров режима скважин, которые можно надежно зафиксировать только при проведении специализированных наблюдений [Копылова, Болдина и др., 2012].

Необходимым этапом развития метода уровнемерных наблюдений в целях прогноза землетрясений является достоверная диагностика изменений уровня воды под влиянием процессов подготовки и реализации землетрясений или гидрогеосейсмических вариаций [Копылова, 2006] с указанием их форм, амплитуд и продолжительностей. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды могут служить показателями деформометрической чувствительности отдельных скважин [Копылова, 2009]. Наличие

данных о гидрогеосейсмических вариациях позволяет изучать гидрогеодинамические процессы в системах «скважина – водовмещающая порода» под воздействием сейсмичности. При этом математическое моделирование гидрогеосейсмических вариаций с учетом фильтрационных и упругих параметров водовмещающих пород, технического строения скважины, эффекта инерционности водообмена между скважиной и водовмещающей породой является одним из эффективных способов описания таких процессов [Roeloffs, 1998; Болдина, Копылова, 2008].

1.1. Характеристика наблюдательных скважин и системы уровнемерных наблюдений

На Камчатке уровнемерные наблюдения с целью поиска гидрогеодинамических предвестников землетрясений проводятся Камчатским филиалом Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) с 1987 г. В 2000–2001 гг. была внедрена цифровая система наблюдений на скважинах Е-1 и ЮЗ-5 (табл. 1.1, рис. 1.1) с использованием регистраторов Кедр А2 с ультразвуковыми датчиками уровня воды и датчиками атмосферного давления (ООО «Полином», г. Хабаровск). Точность регистрации уровня составляет 0.1 см, атмосферного давления – 0.1 гПа. Применение этой аппаратуры обеспечивало регистрацию данных с периодичностью 10 мин.

Увеличение потока данных, поступающих с наблюдательных скважин, требовало создания автоматизированных средств сбора, обработки и анализа данных наблюдений. В 2002 г. в практику работ КФ ГС РАН внедрены программные средства информационной системы «POLYGON», реализованной в рамках архитектуры клиент-сервер на базе СУБД MySQL и предназначенной для обеспечения автоматизированного пополнения централизованной базы данных комплексных геофизических наблюдений, их хранения, обработки и оперативного анализа [Копылова и др., 2003]. В состав ИС «POLYGON» входит программа DIAGNOS, предназначенная для визуализации, обработки и анализа временных рядов данных наблюдений [Копылова и др. 2003, 2009]. В программу интегрирован алгоритм компенсации влияния факторов-помех на изменения исследуемого ряда [Любушин, 1993], с использованием которого осуществляется компенсация баровариаций в изменениях уровня воды.

Для предоставления данных о расположении наблюдательных скважин и пунктов геофизических наблюдений, их характеристиках с возможностью просмотра текущих

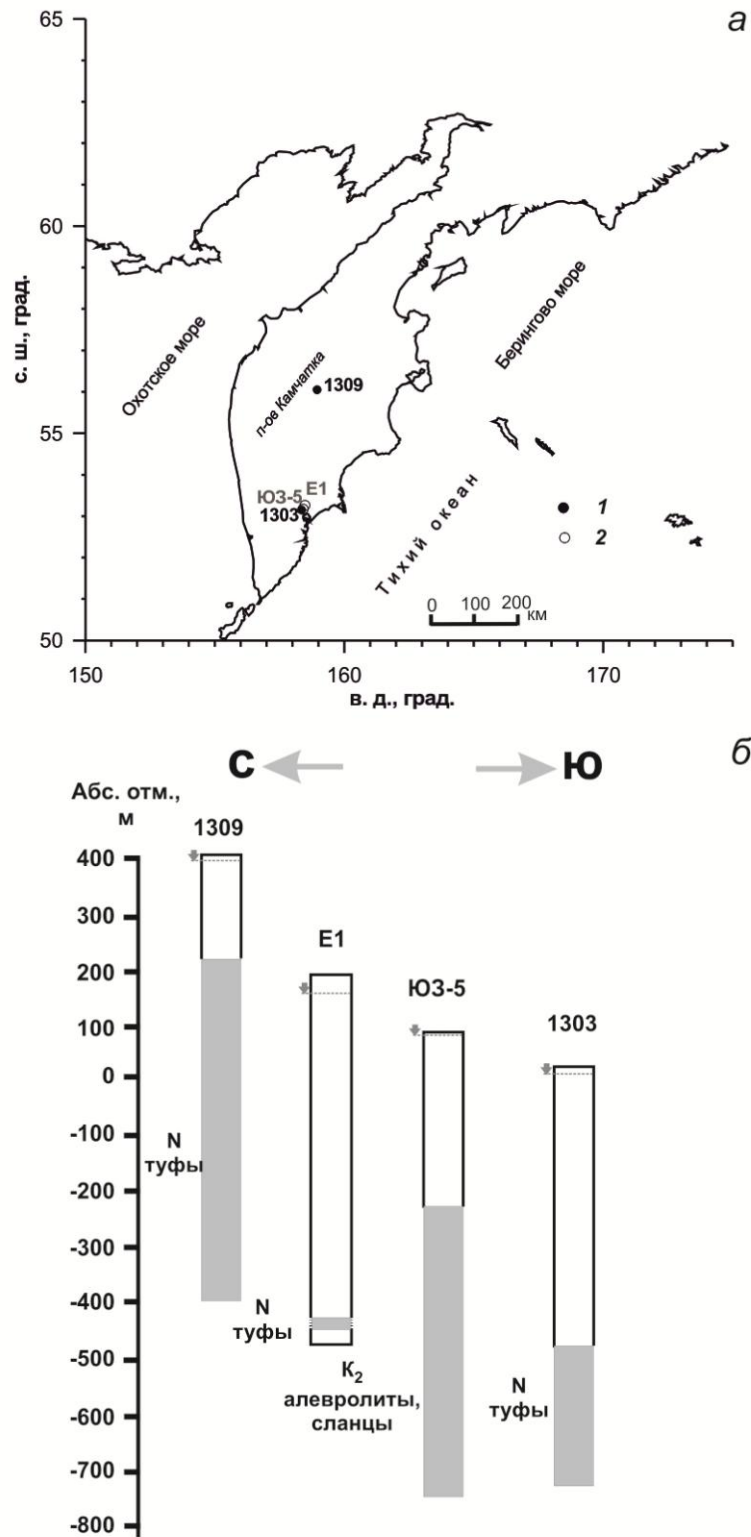


Рис.1.1 – Схемы расположения наблюдательных скважин (а) и их строения (б): 1 – скважины ОАО «Камчатгеология»; 2 – скважины КФ ГС РАН.

Таблица 1.1 - Характеристика наблюдательных скважин

<u>Скважина,</u> а.о., м	Координаты, град		<u>Глубина, м</u> Фильтр, м	Уровень, м	Состав пород, Возраст	Характеристика флюида	Система <u>регистрации,</u> частота
	с. ш.	в. д.					
<u>Е-1</u> 180 м	53.26	158.48	<u>665</u> 625-647	28	<u>туфы</u> N ₂	холодный, минерализ., (Cl-HCO ₃)/Na, свободный газ N ₂ -CH ₄ , 1.5 г/л	<u>Кедр А2</u> 10 мин
<u>ЮЗ-5</u> 70 м	53.17	158.41	<u>800</u> 310-800	1.5	<u>алевролиты,</u> <u>сланцы</u> K ₂	холодный пресный (HCO ₃ -SO ₄)/(Na-Ca), 0.4 г/л	<u>Кедр А2</u> 10 мин
<u>1303</u> 31 м	53.08	158.21	<u>800</u> 517-717	25	<u>Туфопесчаники,</u> <u>туфобрекчии,</u> <u>туфоалевролиты,</u> <u>андезиты</u> N ₂ -N ₁ ²	холодный пресный (HCO ₃ -SO ₄)/Na, 0.67 г/л	<u>Кедр А2</u> 10 мин
<u>1309</u> 406.2 м	56.03	158.57	<u>786</u> 223-786	4	<u>туфы</u> Na ₁	холодный минерализ., SO ₄ /(Na+Ca), 1.5 г/л	<u>Кедр А2</u> 10 мин

графиков данных наблюдений, созданных средствами ИС POLYGON, а также о геолого-тектонических и сейсмических условиях, используется ГИС-проект, созданный в 2008-2010 гг. на базе ArcGIS [Копылова, Иванов, Касимова, 2009]. В проекте реализована возможность использования технологий географической информационной системы (ГИС) для решения сейсмологических, геофизических, гидрогеодинамических и других задач комплексного геофизического мониторинга.

В 2005-2006 гг. на скважинах ОАО «Камчатгеология», в частности 1303 и 1309 (табл. 1.1, рис. 1.1), также были организованы цифровые уровнемерные наблюдения с периодичностью 10 мин с использованием системы Кедр А2 (ранее с 2000 г. регистрация уровня воды и атмосферного давления на скважинах ОАО «Камчатгеология» осуществлялась с периодичностью одно измерение в час).

В 2010-2011 гг. на скважинах КФ ГС РАН и ОАО «Камчатгеология» были установлены измерительные комплексы Кедр ДМ с телеметрической передачей данных по каналам сотовой связи. В состав комплексов входят высокочувствительные ультразвуковые датчики уровня воды и атмосферного давления, глубинные зонды с датчиками температуры и электропроводимости воды.

Сейчас измерения на скважинах ЮЗ-5 и Е-1 производятся один раз в 5 минут; передача данных в КФ ГС РАН осуществляется один раз в час. Обработка данных проводится ежедневно с помощью ИС «POLYGON». Созданная в КФ ГС РАН система уровнемерных наблюдений позволяет наблюдать за изменениями уровня в режиме близком к реальному времени.

Скважины ЮЗ-5 (рис. 1.1, 1.2), Е-1 (рис. 1.1, 1.3), 1303 (рис. 1.1, 1.4) расположены на Восточном побережье Камчатки в Елизовском районе на удалении 15-30 км от Авачинского залива (рис. 1.1а). Скважина 1309 (рис. 1.1, 1.5) находится в центральной части п-ова, недалеко от с. Анавгай Быстринского района (рис. 1.1а). Все скважины глубокие, вскрытые ими водовмещающие породы находятся выше уровня нулевой отметки поверхности Земли (31-406 м). В таблице 1.1 приводится их краткая характеристика [Копылова и др., 2000, Копылова, 2001; Болдина, 2004; Копылова, Болдина, 2004, 2006; Болдина, Копылова, 2006].

Скважина ЮЗ-5 (табл. 1.1, рис. 1.1) (глубина 800 м) обсажена металлической колонной до глубины 310 м. В интервале глубин 0-62 м диаметр обсадки составляет 245 мм, а в диапазоне 62-310 м диаметр обсадки – 168 мм. Ниже до забоя обсадка отсутствует (рис. 1.2). Она вскрывает в интервале глубин 0-270 м толщу рыхлых четвертичных отложений; в интервале 270-800 м – верхнемеловые породы, представленные чередованием слоев туфоалевролитов и филлитовидных сланцев. Мощности отдельных

слоев изменяются от 9 до 20 м. Общая мощность трещиноватых туфоалевролитов, к которым приурочены водоносные слои, составляет ~100 м.

В интервале 310-800 м ствол открыт и связан с напорными подземными водами в меловых отложениях. Уровень воды установился на глубине 1 м ниже поверхности земли. Вскрытые холодные пресные подземные воды формируются в условиях активного водообмена. Об этом свидетельствуют низкая минерализация и химический состав воды.

По данным откачки удельный дебит скважины Q составил $0.00148 \text{ м}^3/\text{с}$ при понижении уровня воды $s=17.55$ м. Оценка величины коэффициента водопроницаемости водовмещающих пород, вскрытых скважиной ЮЗ-5 $T = kd$ (k - коэффициент фильтрации в законе Дарси, d - вскрытая мощность водовмещающих пород) проводилась на основе уравнения Дюпюи по модели линейного стока для неограниченных в плане водоносных пластов [Dupuit, 1863; Синдаловский, 2005; Шестаков, 1973, 1995; Основы..., 1983; Копылова, Болдина, 2006]:

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{\lambda d}{r_w}, \quad (1.1)$$

где λ - эмпирический коэффициент, равный ≈ 0.7 ; r_w - радиус скважины в области связи с водовмещающими породами ($r_w=0.084$ м). Величина d принималась равной суммарной мощности зон водопритоков в трещиноватых алевритах (100 м). По (1.1) величина $T=7.8 \text{ м}^2/\text{сут.}$

Скважина Е-1 (табл. 1.1, рис. 1.1) обсажена на всю глубину (665 м) металлической колонной диаметром 219 мм. В интервале 625-647 м установлен фильтр путем перфорации обсадной колонны с плотностью отверстий 12 штук на погонный метр (рис.1.3). В интервале 0-570 м вскрыты четвертичные гравийно-галечниковые отложения, в интервале 570-665 м – туфы алнейской серии неогена. Перфорация обсадной колонны проведена в зоне слабого водопритока в алнейских вулканитах, содержащих минерализованные воды с присутствием газа азотно-метанового состава. Уровень воды установился на глубине 28 м.

В декабре 1991 г. в скважине проводился эксперимент по наливу воды и последующее восстановление уровня воды. Объем залитой в скважину воды составлял 38 л, а амплитуда максимального повышения уровня – 101 см. По данным о понижении уровня воды средняя величина поглощения через фильтр составляла 1.0-1.3 л/сут, величина водопроницаемости водовмещающих пород $T = 0.005 \text{ м}^2/\text{сут.}$ Это указывает на весьма низкие фильтрационные свойства вскрытых водовмещающих пород в области связи со стволом скважины.

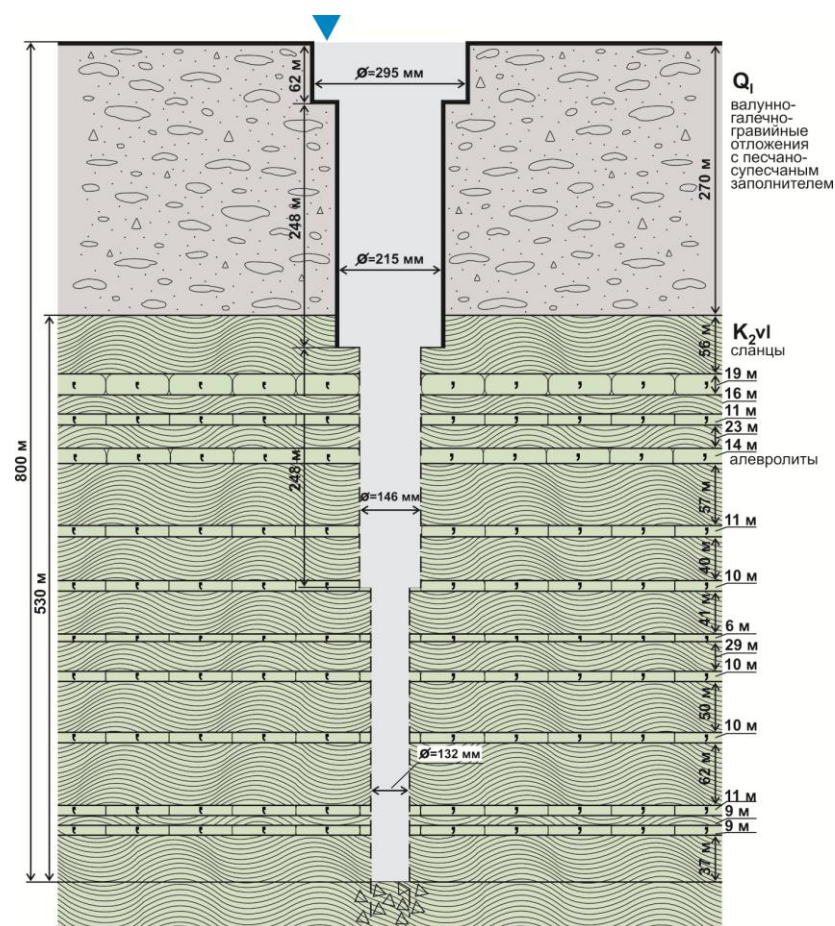


Рис 1.2 - Строение скважины ЮЗ-5 и геологический разрез.

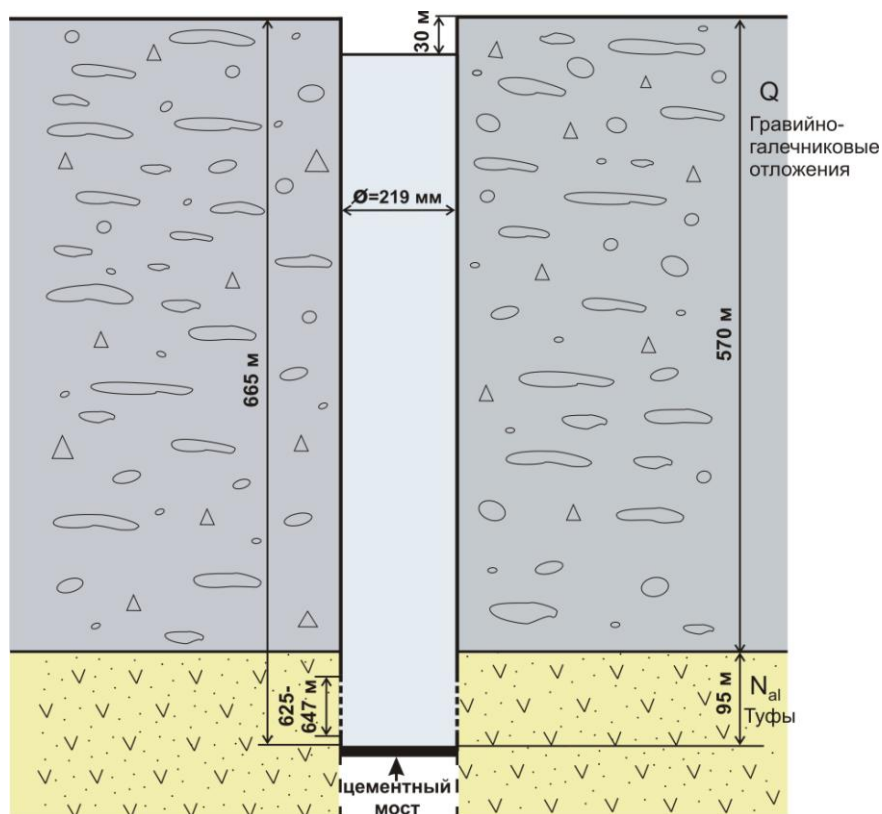


Рис.1.3 - Строение скважины Е-1 и геологический разрез.

Скважина 1303 (табл. 1.1, рис. 1.1) (глубина 717 м) обсажена металлической колонной до глубины 517 м. В интервале глубин 0-188 м диаметр обсадки составляет 168 мм, а в диапазоне 188-517 м диаметр обсадки – 114 мм. Ниже до забоя обсадка отсутствует (рис. 1.4).

В интервале 0-60 м вскрыты четвертичные гравийно-галечниковые отложения, в интервале 60-517 м – андезиты с переслаиванием туфов и туфобрекчий алнейской серии неогена. Открытый ствол в интервале глубин 517-717 м представляет дрена, через которую скважина связана с водовмещающими породами. Здесь вскрыты слабо водообильные туфы, состоящие из прослоев туфопесчаников и туфобрекчий. Суммарная мощность зон водопритока составляет 200 м. Скважиной вскрыты холодные пресные подземные воды. Уровень воды в скважине находится в 25 м ниже поверхности земли. Вскрытые подземные воды формируются в условиях активного водообмена.

Величина водопроводимости была оценена по модели линейного стока (1.1) и составила $T=0.32 \text{ м}^2/\text{сут.}$

Скважина 1309 (табл. 1.1, рис. 1.1) (глубина 786 м) обсажена металлической колонной до глубины 180.7 м. В интервале глубин 0-42.5 м диаметр обсадки составляет 273 мм, а в диапазоне 42.5-180.7 м диаметр обсадки – 168 мм. Ниже до забоя обсадка отсутствует (рис. 1.5). В интервале 0-28 м вскрыты четвертичные валунно-галечные отложения, в интервале глубин 28-786 м – слабо трещиноватые, разнообломочные смешанного состава туфы.

Интервал глубин 180.7-786 м представляет дрена, через которую скважина связана с неравномерными по водообильности водовмещающими породами. Суммарная мощность зон водопритока, состоящая из прослоев туфопесчаников, составляет 27 м. Скважиной вскрыты холодные слабоминерализованные подземные воды. Уровень воды в скважине находился в 4 м ниже поверхности земли. Вскрытые подземные воды формируются в условиях активного водообмена. Можно предположить, что скважина 1309 расположена в районе распространения термоминеральных вод.

30 октября 2008 г. в скважине проводился эксперимент по наливу воды и последующее восстановление уровня воды. Объем залитой в скважину воды составлял 20 л, а амплитуда максимального повышения уровня – 34 см. По данным о понижении уровня воды величина водопроводимости водовмещающих пород составила $T = 11.23 \text{ м}^2/\text{сут.}$

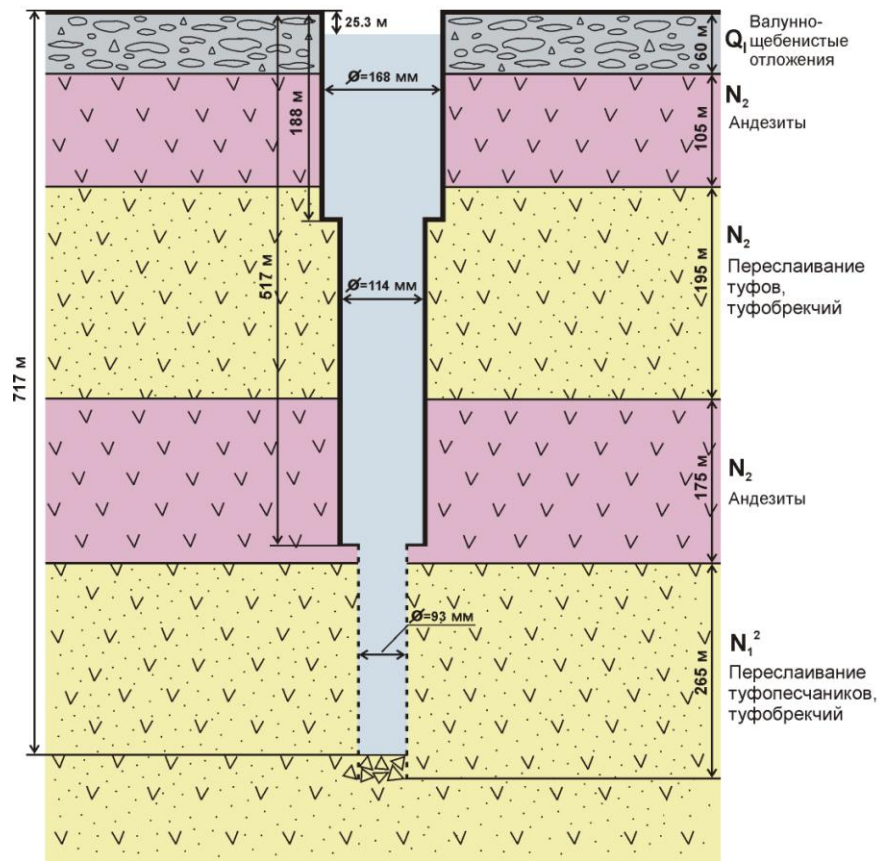


Рис.1.4 - Строение скважины 1303 и геологический разрез.

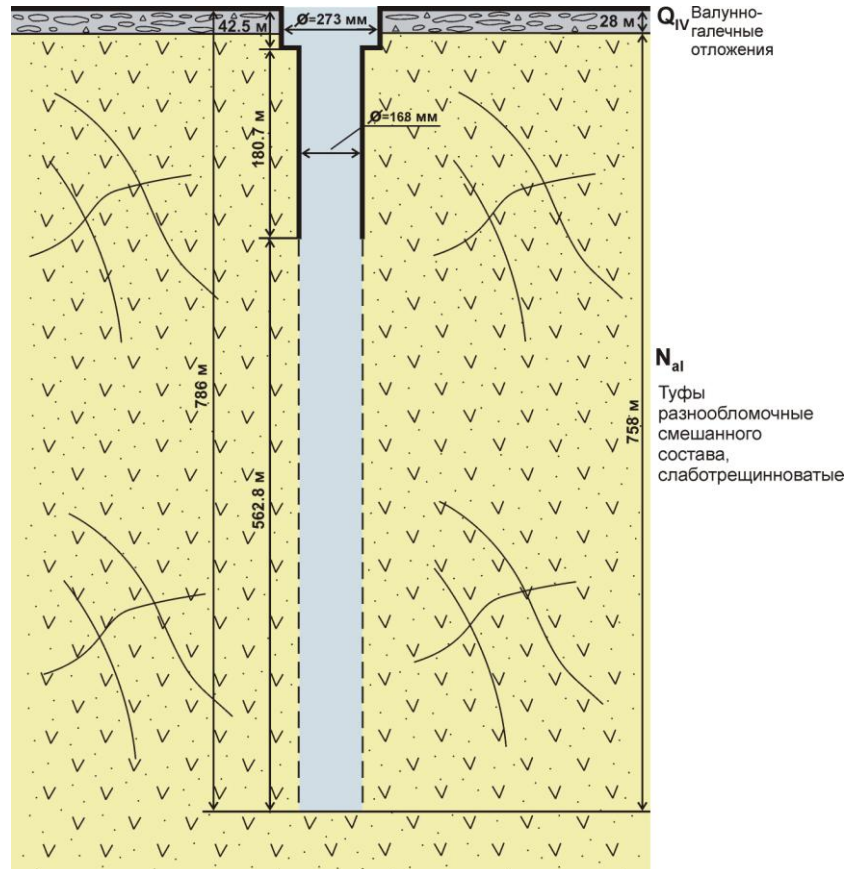


Рис.1.5 - Строение скважины 1309 и геологический разрез.

В работе использовались фрагменты данных наблюдений на скважине ЮЗ-5 с 26.05.2003 г. по 5.11.2003 г. (рис. 1.6), на скважине Е-1 - с 26.06.2003 г. по 1.04.2004 г. (рис. 1.7) и с июля 2006 г. по декабрь 2009 г., на скважине 1303 с января по апрель 2006 г. (рис. 1.8) и на скважине 1309 с января по май 2006г. (рис. 1.9). Данные метеорологических наблюдений за осадками и температурой воздуха были получены с метеостанции Пионерская Камчатского управления по гидрометеорологии и контролю состояния окружающей среды.

На рис. 1.6, 1.7, 1.8, 1.9 представлены данные среднечасовых наблюдений на скважинах. В изменениях уровня воды в скважинах ЮЗ-5, 1303, 1309 (рис. 1.6, 1.7, 1.9) присутствуют низкочастотный тренд, барометрические и приливные вариации. Тренд уровня воды связан с сезонным характером питания и расходования подземных вод. Кратковременные повышения уровня после выпадения осадков вызваны увеличением поверхностной нагрузки на кровлю водовмещающих пород. В высокочастотных изменениях уровня воды присутствуют приливные вариации и шумовые эффекты, связанные с режимом выпадения осадков.

В изменениях уровня воды скважины Е-1 барометрические вариации проявляются на периодах не менее первых суток (рис. 1.7). Приливные вариации уровня не обнаружены.

В районах скважин амплитуды суточных изменений приливной деформации оценивались по теории статических приливов и составляют $3\text{-}5\cdot 10^{-8}$ [Багмет и др., 1989, Мельхиор, 1968].

1.2. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважинах

Режим подземных вод подвержен изменениям вследствие воздействия комплекса экзогенных и эндогенных факторов. По типу воздействия режимобразующих факторов на подземные воды наблюдаемые изменения подразделяются на две группы: 1) гидродинамические, связанные с изменением количества и качества подземных вод в результате их естественного и искусственного питания или расходования (выпадение осадков, таяние снега и др.); 2) геодинамические, связанные с изменением НДС водовмещающих пород (сейсмичность и другие современные геодинамические процессы, приливные силы межпланетного взаимодействия, океаническая нагрузка, вариации атмосферного давления, нагрузочный эффект осадков и другие нагрузки на кровлю водовмещающих пород) [Ковалевский, 1973; Основы гидрологии..., 1983; Копылова, Болдина и др., 2012].

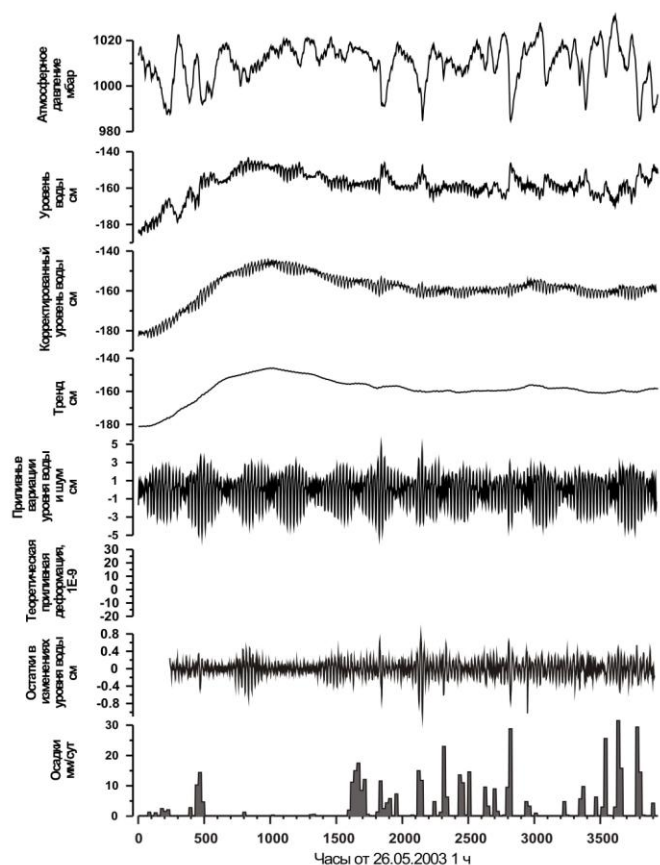


Рис.1.6 - Среднечасовые данные наблюдений за атмосферным давлением и уровнем воды, скважина ЮЗ-5, 26.05.2003 г. - 5.11.2003 г., в сопоставлении с суточными осадками. Представлены также изменения уровня воды с компенсированными баровариациями, выделенные тренд и высокочастотная составляющая в изменениях уровня воды, остаточные изменения уровня после компенсации барометрических и приливных вариаций.

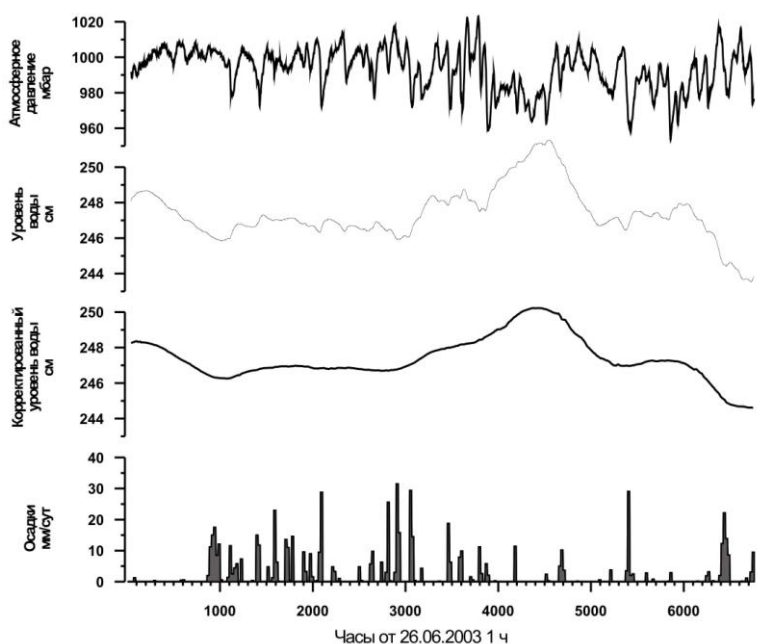


Рис.1.7 - Среднечасовые данные наблюдений за атмосферным давлением и уровнем воды, скважина Е-1, 26.06.2003 г. - 1.04.2004 г., в сопоставлении с суточными осадками. Представлены также изменения уровня воды с компенсированными баровариациями.

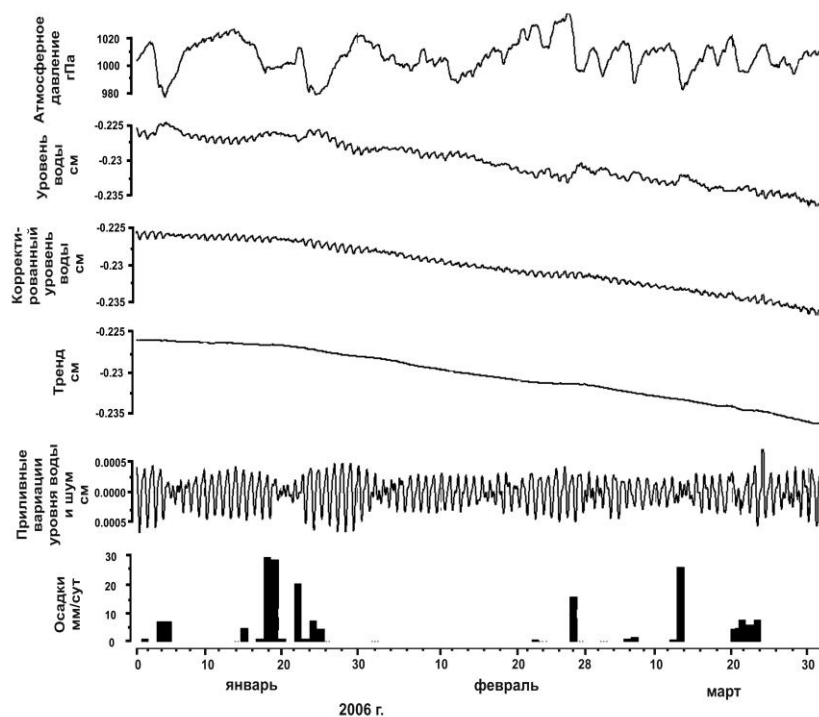


Рис. 1.8 - Среднечасовые данные наблюдений за атмосферным давлением и уровнем воды, скважина 1303, 1.01.2006 г. - 1.04.2006 г., в сопоставлении с суточными осадками. Представлены также изменения уровня воды с компенсированными баровариациями, выделенные тренд и высокочастотная составляющая в изменениях уровня воды.

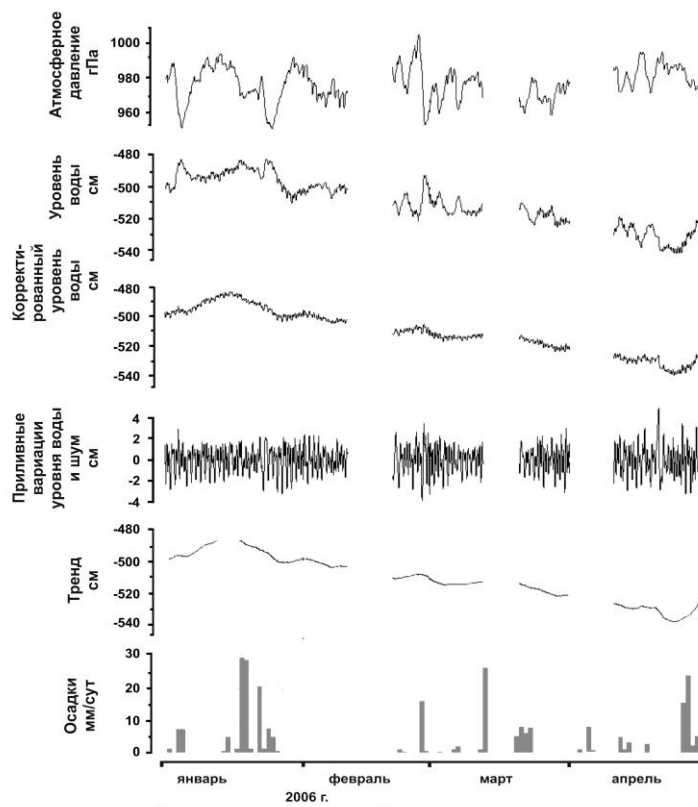


Рис.1.9 - Среднечасовые данные наблюдений за атмосферным давлением и уровнем воды, скважина 1309, 1.01.2006 г. - 1.05.2006 г., в сопоставлении с суточными осадками. Представлены также изменения уровня воды с компенсированными баровариациями, выделенные тренд и высокочастотная составляющая в изменениях уровня воды.

Гидрогеосейсмические вариации представляют сигналы в изменениях временных рядов уровня воды, вызванные отдельными, преимущественно сильными, землетрясениями. Важным принципом при выделении гидрогеосейсмических вариаций уровня воды является индивидуальный подход к обработке каждого временного ряда. Возможность выделения гидрогеосейсмических вариаций определяется особенностями формирования гидродинамического режима каждой скважины, т.е. степенью зашумленности временных рядов уровня воды вследствие воздействия несейсмических факторов, таких как многолетний тренд, сезонность барометрические вариации, эффекты осадков, приливные вариации и другие, а также чувствительностью и интервалом регистрации [Копылова, Болдина и др., 2012].

Методика обработки данных уровнемерных наблюдений для выделения гидрогеосейсмических вариаций уровня воды с учетом постоянно действующих факторов барометрической и приливной нагрузки, осадков и сезонности дана в работах [Копылова, 2005; Копылова, Бормотов, 2004; Копылова, Болдина и др., 2012].

Она включает реализацию следующей последовательности статистических и аналитических процедур:

1) Исследование барометрического отклика уровня воды проводится с использованием кросс-спектрального анализа часовых вариаций уровня воды и атмосферного давления [Любушин, 1993] для оценки частотно-зависимых параметров барометрического отклика уровня воды - барометрической эффективности и критической частоты, ниже которых величина барометрической эффективности является максимальной и постоянной. Основной характеристикой барометрического отклика уровня воды является величина барометрической эффективности, равная отношению амплитуды изменений уровня воды к соответствующему изменению атмосферного давления;

2) Приливной анализ данных уровнемерных наблюдений проводится по программе ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994] с определением амплитудных факторов для отдельных волн, и сдвига фаз между отдельными волнами в изменениях уровня воды и соответствующими компонентами приливного гравитационного потенциала. Основной характеристикой приливного отклика уровня воды является величина приливной чувствительности, т. е. соотношение амплитуд отдельных приливных волн в изменениях уровня и соответствующих величин измеренной или теоретической деформации;

3) определение приливной чувствительности уровня воды по величине регрессионного коэффициента зависимости приливных амплитуд в диапазоне суточных и полусуточных компонент земного прилива от соответствующих величин теоретической деформации;

4) анализ тренда и сезонности, обычно связанных с процессами водного питания и передачи напора из областей питания в район скважины. Такие изменения учитываются качественно на основе результатов изучения годовых (сезонных) изменений уровня воды в отдельных скважинах по данным многолетних наблюдений для выделения временных интервалов нестационарного изменения уровня воды, вызванных изменениями напряженно-деформированного состояния среды;

5) анализ данных о режиме выпадения атмосферных осадков, как текущих, так и за многолетний период, является необходимым элементом уровнемерных наблюдений и обработки данных. Как правило, изменение давления в водовмещающих породах контролируется не только сезонностью поступления инфильтрационных вод в областях питания, но и режимом выпадения жидких осадков;

б) анализ высокочастотной составляющей вариаций уровня для выделения короткопериодных амплитудных вариаций порового давления. Увеличение амплитуды высокочастотных вариаций уровня наблюдается при косейсмических скачках порового давления и других эффектах резкого изменения НДС водовмещающих пород, например, при прохождении низкочастотных поверхностных волн от сильных удаленных землетрясений.

Выполнение процедур 1), 2) и 3) позволяет получить характерные параметры барометрического и приливного откликов наблюдательной системы «скважина – водовмещающая порода» для построения феноменологической модели ее поведения при сейсмических воздействиях.

Описание гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважинах Камчатки даны в работах [Копылова, 2001, 2006; Копылова и др., 2000, 2007; Копылова, Смолина, 2008; Копылова, Болдина и др., 2012; и др.].

В работах [Копылова, 2001, 2006] представлена типизация гидрогеосейсмических вариаций, обнаруженных в изменениях уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1. Эти вариации разделены на четыре типа:

- гидрогеодинамический предвестник землетрясения (тип I);
- косейсмические скачки уровня воды вследствие изменения статического напряженного состояния водовмещающих пород при образовании разрывов в очагах местных землетрясений (тип II);
- постсейсмическое понижение уровня воды в результате воздействия землетрясения (тип III);
- колебания уровня воды вследствие динамического воздействия сейсмических волн от сильных удаленных землетрясений (тип IV).

Типы I-II и IV соответствуют механизмам сейсмического воздействия [Копылова, 2006]:

1. *Динамическое воздействие* связано с прохождением сейсмических волн, вызывающих импульсы сжатия – расширения водовмещающих пород, вскрытых скважинами и соответствующие в них изменения уровней воды.

Это воздействие связывается, в основном, с поверхностными волнами от сильных землетрясений, вызывающих вынужденные и свободные колебания уровней воды; его дальное действие может составлять до тысяч километров [Cooper et al., 1965]. Динамическое воздействие сейсмических сотрясений на подземные воды может также сопровождаться разнообразными изменениями в режиме скважин вследствие локального изменения проницаемости водонасыщенных пород;

2. *Статическое воздействие* связано с изменением статического напряженного состояния водовмещающих пород при образовании разрывов в очагах землетрясений. При этом распределение зон косейсмического сжатия и расширения определяется, в основном, механизмом очага землетрясения [Wakita, 1975]. Этот эффект может проявляться в изменениях уровней напорных подземных водах на расстояниях не более первых сотен километров от эпицентральной области;

3. Третий механизм связан с деформациями водовмещающих пород, вызванными *процессами подготовки сильных землетрясений*. На стадии подготовки землетрясения может развиваться упругая деформация и дилатансия водовмещающих пород, изменение структуры порового пространства и фильтрационных связей, нарушение фазового равновесия в подземных водах. Эти процессы также могут проявляться в изменениях уровней воды в скважинах.

Тип III был дополнительно выделен автором [Копылова, 2006] после сильнейшего за время наблюдений Кроноцкого землетрясения 5.12.1997 г., $M=7.8$, $R=316$ км.

Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважине ЮЗ-5. В работе [Копылова, 2006] представлены данные детальных наблюдений в течение восьми циклов (табл. 1.2) в скважине ЮЗ-5, в которых обнаружены вариации уровня воды в связи с девятью землетрясениями (табл. 1.3).

Тип I – гидрогеодинамический предвестник Кроноцкого землетрясения. Перед Кроноцким землетрясением (№ 1 на рис. 1.10, 1.11А) наблюдалось бухтообразное понижение уровня воды в скважине ЮЗ-5 продолжительностью около трех недель, синхронное с понижением уровня воды в скважине Е-1.

Таблица 1.2 - Характеристика циклов детальных наблюдений на скв. ЮЗ-5, 1997-2004гг.

Номер цикла	Период наблюдений, ГГММДД – ГГММДД	Длина ряда, ч/мес.	Способ регистрации уровня воды и атмосферного давления
1	970909 - 980112	2994/4.1	Датчик уровня воды ДУ, датчик атмосферного давления ДА [Багмет и др., 1989], регистратор ГИП-3
2	980319 - 990112	7160/9.8	
3	990120 - 990507	2571/3.5	
4	990720 - 000316	5781/7.9	
5	000420 - 000920	3694/5.1	
6	001013 - 010507	4965/6.8	
7	030526 - 031106	3963/5.4	Датчик уровня воды, датчик атмосферного давления, регистратор Кедр А2
8	031219 - 041231	9072/12.4	

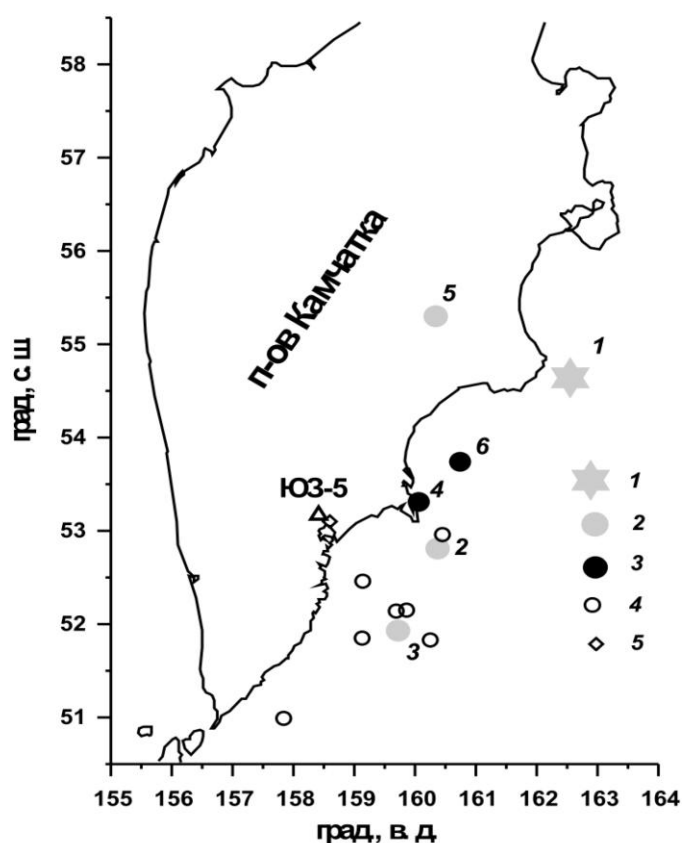


Рис. 1.10 - Схема расположения скважины ЮЗ-5 и эпицентров землетрясений: 1 – Кроноцкое землетрясение 5.12.1997 г., $M_w=7.8$; 2 – землетрясения, вызвавшие косейсмическое понижение уровня воды; 3 – землетрясения, вызвавшие косейсмическое повышение уровня воды (номера землетрясений соответствуют номерам в таблице 1.3 и на рис. 1.11); 4 – землетрясения с $M=5.3-5.9$ на гипоцентральной дистанции от скважины $R=100-250$ км, произошедшие в периоды детальных наблюдений (табл. 1.2) и не вызвавшие изменения уровня воды (их относительное воздействие в районе скважины показано на рис. 1.11); 5 – метеостанция Пионерская.

Таблица 1.3 - Землетрясения, вызвавших изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5 во время циклов детальных наблюдений в 1997-2005 гг. и характеристика вариаций уровня воды

Номер земле- трясения	Дата, ггммдд	Время в очаге, чч:мм:сс	Координаты, град.		Н, км	K _s	M _w	Гипо- центральный расстояние R, км	Характеристика вариаций уровня воды			
			с. ш	в. д.					Тип вариаций уровня воды	Δh, см	A _s см/10 ⁻⁹	Деформация D*, 10 ⁻⁹ (наноустройны)
1	971205	11:26:51	54.64	162.55	10	15.5	7.8	316	I	-11.0	0.137	82.1 (110.0)
									II	-12.0	0.137	87.6 (120.0)
									III	≈100	-	-
2	980601	05:34:02	52.81	160.37	31	13.8	6.9	140	II	-1.0	0.116	8.6 (10.0)
3	990308	12:25:42	51.93	159.72	7	14.3	7.0	164	II	-1.7	0.113	15.0 (17.0)
4	001220	09:19:51	53.31	160.06	65	13.0	6.2	128	II	0.6	0.110	-5.4 (-6.0)
5	030616	22:08:01	55.30	160.34	190	14.7	6.9	328	II	-0.3	0.096	3.1 (3.0)
	030925	19:50:06	41.78	143.91	27	-	8.3	1667	IV	2.0	-	-
6	040320	08:53:14	53.74	160.74	31	13.1	6.2	169	II	0.25	0.105	-2.4 (-2.5)
	041226	00:58:53	3.30	95.78	30	-	9.0	8251	IV	5.0	-	-
	050328	16:09:36	2.10	97.01	30	-	8.7	8290	IV	1.0	-	-

* - в скобках указаны величины деформации D при A_s = 0.096 см/10⁻⁹

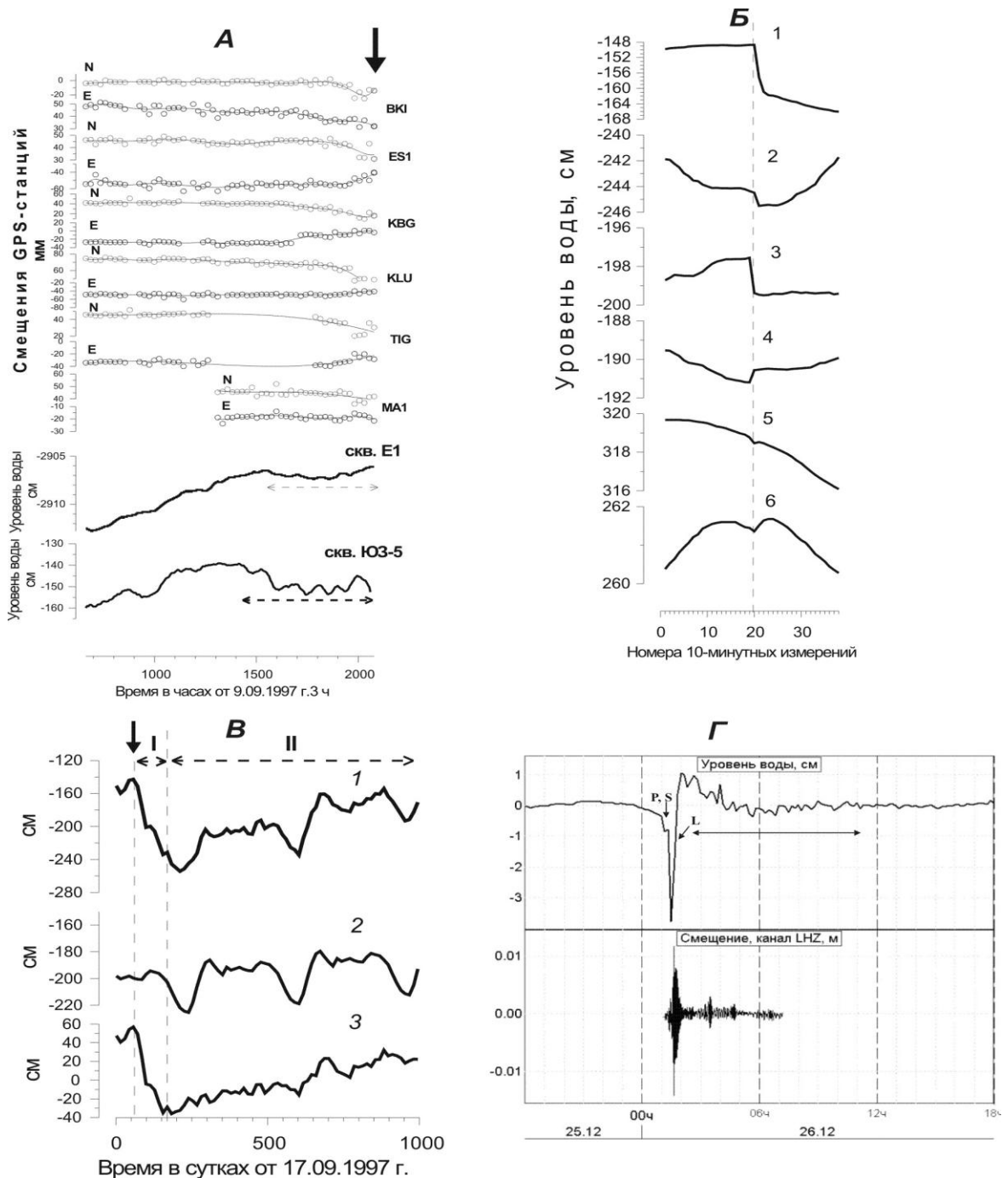


Рис. 1.11 - Типы вариаций уровня воды в скв. ЮЗ-5 под влиянием различных механизмов сейсмического воздействия: *А* – тип I – гидрогеодинамический предвестник Кроноцкого землетрясения: показан пунктирной линией; приводится в сопоставлении с перемещениями GPS-станций [Gordeev et al., 2001] и вариациями уровня воды в скважине E-1; *Б* – тип II - косейсмические скачки уровня воды; *В* – тип III - понижение уровня воды после Кроноцкого землетрясения в течение 3,5 мес. (I) и его последующее восстановление в течение двух лет (II): 1 – данные наблюдений; 2 – выделенные годовая сезонность и линейный тренд, 3 – остатки в изменениях уровня воды после компенсации годовой сезонности и тренда; *Г* – тип IV - вынужденные и свободные колебания уровня воды в результате Суматра-Андаманского землетрясения приводятся в сопоставлении с записью смещений на канале LHZ, сейсмостанция Петропавловск.

По времени понижение уровня воды в обеих скважинах примерно совпадает с предсейсмическим перемещениями GPS-станций Камчатской сети, представляющими проявление деформационного предвестника этого землетрясения [Gordeev et al., 2001]. Амплитуда понижения уровня воды в скважине ЮЗ-5 составила 11 см (рис. 1.11А).

Тип II – косейсмические скачки вследствие статического воздействия землетрясений на напряженное состояние водовмещающих пород. При возникновении шести местных землетрясений (табл. 1.3, рис. 1.11Б) наблюдались скачки в изменении уровня воды во время 10-минутного интервала, в течение которого происходило землетрясение. В четырех случаях уровень понижался, в двух случаях – повышался. Амплитуды скачков Δh составляли 12.0-0.25 см.

Тип III - длительные изменения уровня воды. После Кроноцкого землетрясения 5.12.1997 г. (№ 1 на рис. 1.10, 1.11В) уровень воды понижался в течение 3.5 мес. с амплитудой около 1 м. Затем в течение двух лет наблюдалось его возвращение к прежнему положению.

Тип IV – колебания уровня воды вследствие динамического воздействия сейсмических волн. В связи с тремя землетрясениями с $M_w=8.3-9$, $R=1670-8250$ км, обнаружены колебания уровня воды продолжительностью 3-10 часов. Максимальные амплитуды изменений уровня воды ($\Delta h=1.2-5$ см) наблюдались во время вступления поверхностных волн, затем в течение часов происходили свободные колебания столба воды в скважине. На рис. 1.11Г представлены вынужденные и свободные колебания уровня воды в результате Суматра-Андаманского землетрясения 24.12.2004 г., $M=9$, $R=8250$ км. Такие колебания уровня воды в скважине ЮЗ-5 не проявляются при возникновении местных землетрясений и возникают только при очень сильных и удаленных землетрясениях, которые генерируют низкочастотные поверхностные волны и могут вызывать резонансный эффект в системе «скважина - водовмещающая порода».

Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважинах 1303 и 1309. В работах [Копылова, Смолина, 2008; Копылова, Болдина и др., 2012] описаны зарегистрированные постсейсмические вариации уровня воды в двух скважинах ОАО «Камчатгеология» 1309 и 1303.

Во время Олюторского землетрясения, 20.04.2006г., $M = 7.6$, в скв. 1309 и 1303 (рис. 1.12), расположенных на расстояниях 750-1040 км от эпицентра, зарегистрированы постсейсмические вариации уровня воды: понижение уровня в скв. 1309 и его повышение в скв. 1303 (рис. 1.13). Воздействие сейсмических волн от этого землетрясения

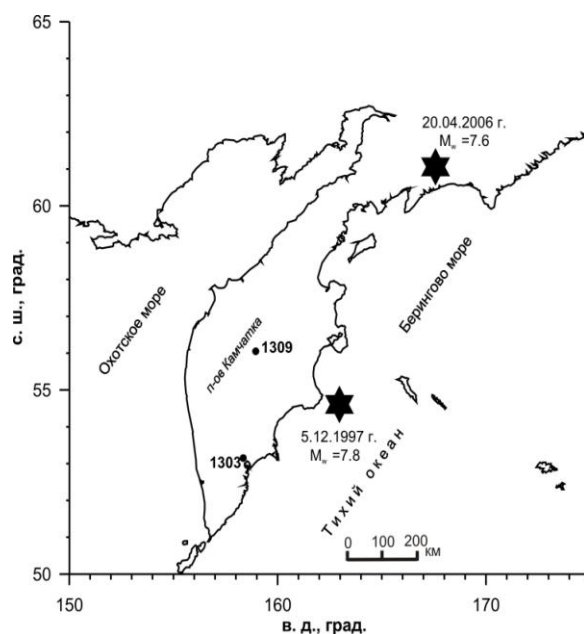


Рис. 1.12 - Схемы расположения скважин 1303 и 1309. Звездами показаны эпицентры землетрясений Кроноцкого 05.12.1997 г. и Олюторского 20.04.2006 г.

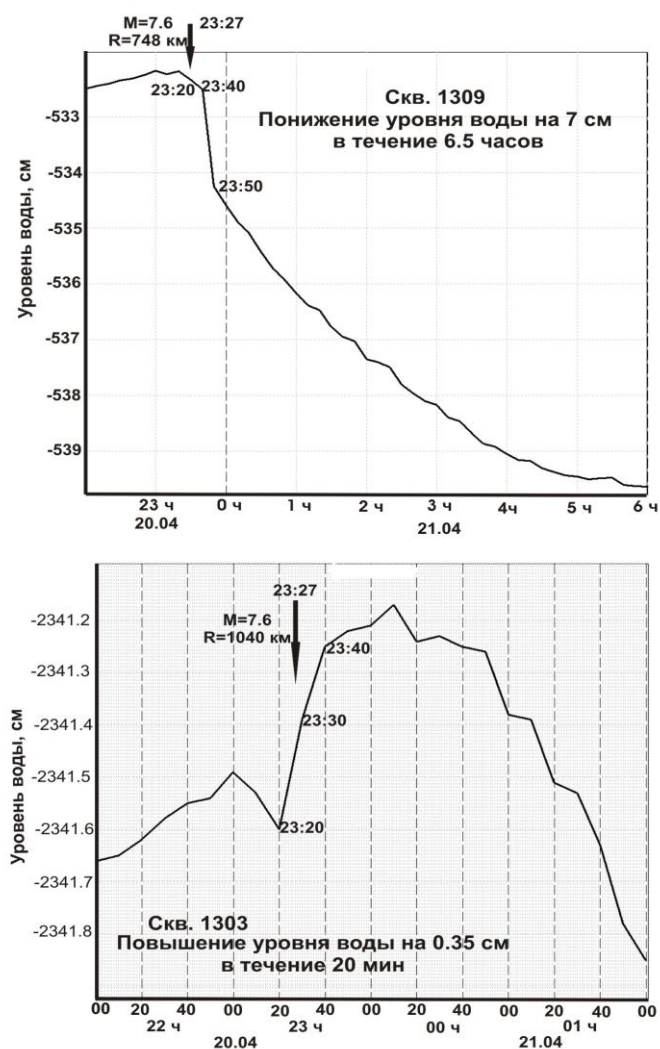


Рис. 1.13 – Вариации уровня воды в скважинах 1309, 1303 в связи с Олюторским землетрясением 20.04.2006 г. (по данным 10-минутной регистрации).

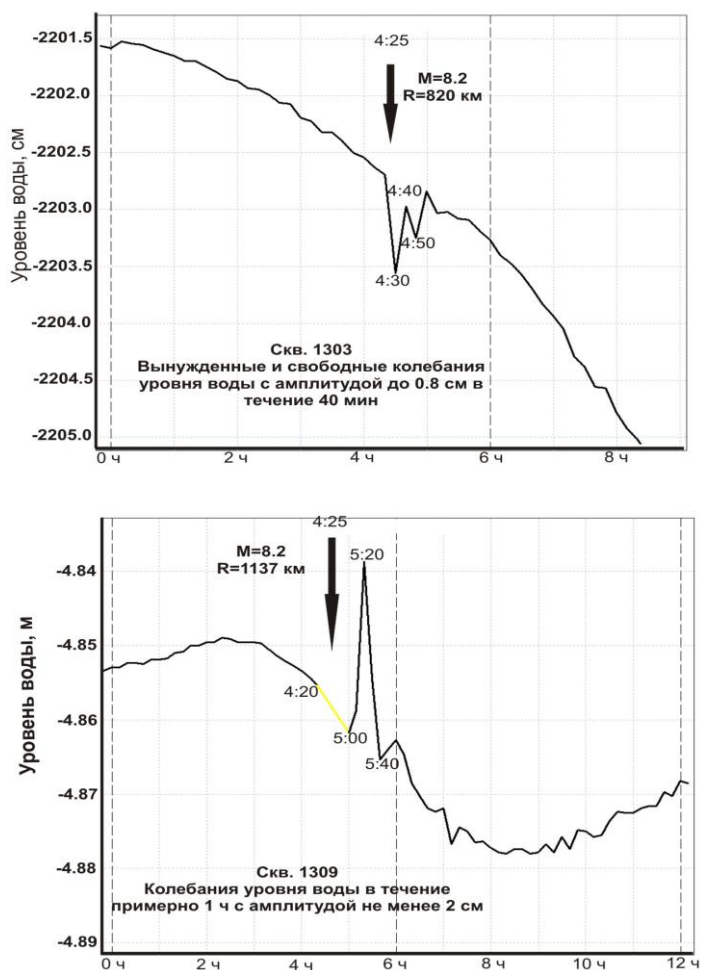


Рис. 1.14 - Вариации уровня воды в скважинах 1303, 1309 в связи с землетрясением Симуширское-2 13.01.2007 г. (по данным 10-минутной регистрации).

сопровождалось, в основном, остаточными смещениями уровня воды: понижением уровня в наиболее близкой к эпицентру скважине 1309 (рис. 1.13) и его повышением в более удаленной скважине 1303 (рис. 1.13) [Касимова, Копылова, 2012]. Продолжительность изменений гидродинамического режима скважин составляла от часов до минут. Амплитуды изменения уровня воды не превышали 10 см. За время наблюдений в изменениях уровня воды в этих скважинах зарегистрированы вариации в связи с сильнейшими ($M \geq 7.6$) удаленными землетрясениями, произошедшими в северо-западной и западной частях Тихоокеанского сейсмического пояса [Копылова, Смолина, 2008; Копылова, Болдина и др., 2012].

В результате землетрясения Симуширское-1, 15.11.2006г., $M = 8.3$, $R=719-1121$ км, наблюдались изменения уровня воды в скважинах 1303 (повышение на 1.6 см в течение 40 мин), 1309 (колебания с амплитудой до 2.2. см в течение 4-6 ч). На рис. 1.14 представлены вариации уровня воды в скважинах с землетрясением Симуширское-2, 13.01.2007г.,

$M = 8.2$, $R=740-1137$ км. Следует отметить, что в скважине 1303 характер изменений уровня воды при двух Симуширских землетрясениях отличался: при первом землетрясении наблюдалось повышение уровня воды, во втором – проявлялся колебательный режим [Копылова, Смолина, 2008; Копылова, Болдина и др., 2012].

Во время прохождения сейсмических волн от землетрясения в районе Соломоновых о-вов, 1.04.2007г., $M = 8.1$, $R=6808-7173$, наблюдались одиночные скачки повышения уровня воды в скважине 1309 без остаточного смещения. При двух Суматранских землетрясениях 12 сентября 2007 г. с магнитудами 8.4 и 7.9 на расстояниях 8622-8860 и 8496-8721 км зарегистрированы колебания уровня воды в скважине 1309 и остаточное понижение в скважине 1303.

Смещение уровня воды после прохождения сейсмических волн (понижение или повышение) проявлялось в скважинах 1303 и 1309 при землетрясениях с $M = 7.6-8.3$ на расстояниях 310-990 км [Копылова, Смолина, 2008; Копылова, Болдина и др., 2012; Касимова, Копылова, 2012].

Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважине Е-1. В работах [Копылова, 2001, 2008; Копылова, Болдина и др. 2012; Копылова, Болдина, 2012а,б] представлена характеристика, выделенных в изменениях уровня воды в скважине Е-1 гидрогеосейсмических вариаций.

Уникальной особенностью гидродинамического режима скважины Е-1 является проявление гидрогеодинамического предвестника в форме увеличения скорости понижения уровня воды в течение недель-первых месяцев перед землетрясениями с $M \geq 5$ на расстояниях до 350 км (рис. 1.15) [Копылова, 2001, 2008]. По данным наблюдений 1997 - 2007 гг. предвестник проявлялся перед 70% таких землетрясений [Копылова, 2008].

Перед Кроноцким землетрясением наблюдалось бухтообразное понижение уровня воды на 1 см в скважине Е-1 продолжительностью около трех недель, синхронное с понижением уровня воды в скважине ЮЗ-5 (рис. 1.11А) [Копылова, 2001, Копылова, Болдина и др. 2012; Копылова, Болдина, 2012а,б].

С 20 мая 2006 г. в скважине Е-1 развивался тренд повышения уровня воды с аномально высокой средней скоростью (рис. 1.16). Максимальные скорости повышения уровня (до 0.15 - 0.20 см/сут) наблюдались в течение июня – декабря 2007 г. (рис. 1.16б) и предшествовали началу роя землетрясений в марте 2008 г. в пределах субмеридиональной зоны, включающей постройку вулкана Корякский. В течение сейсмической активизации и извержения вулкана Корякский скорости повышения уровня были меньше (0.05 – 0.12 см/сут) и менялись незначительно [Копылова, Болдина, 2012а].

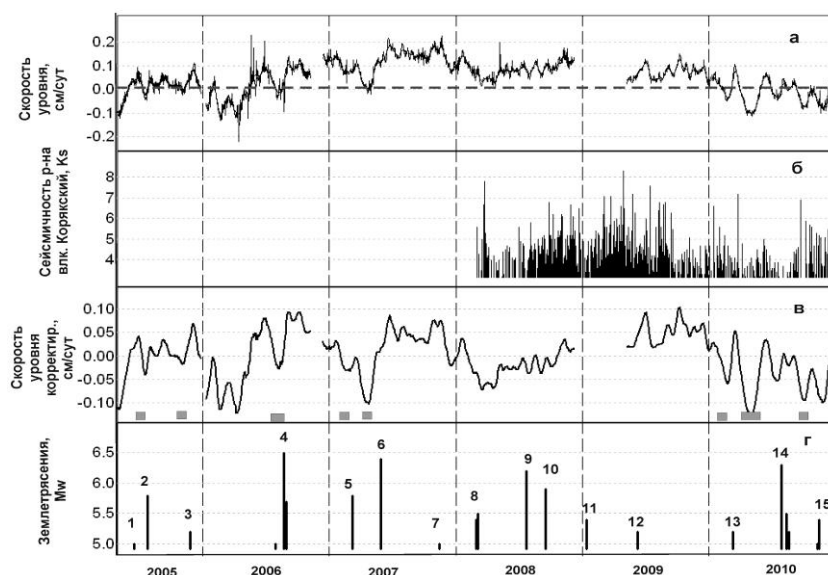


Рис. 1.15 - Вариации уровня воды скважине Е-1 в 2005 - 2010 гг. в сопоставлении с развитием сейсмичности в районе вулкана Корякский и сильными землетрясениями: а - суточная скорость изменения уровня воды с компенсированными баровариациями (жирной линией показано осреднение среднесуточных данных в окне 15 сут); б - землетрясения в районе вулкана Корякский с $K_S \geq 4.0$; в - среднесуточная скорость изменения уровня воды, скорректированная за счет средней скорости тренда в течение соответствующего фрагмента (горизонтальными линиями обозначены времена проявления гидрогеодинамического предвестника); г - землетрясения с $M \geq 5.0$ на расстоянии $R \leq 350$ км от скважины: цифрами обозначенным номера сейсмических событий в соответствии с табл. 1.4.

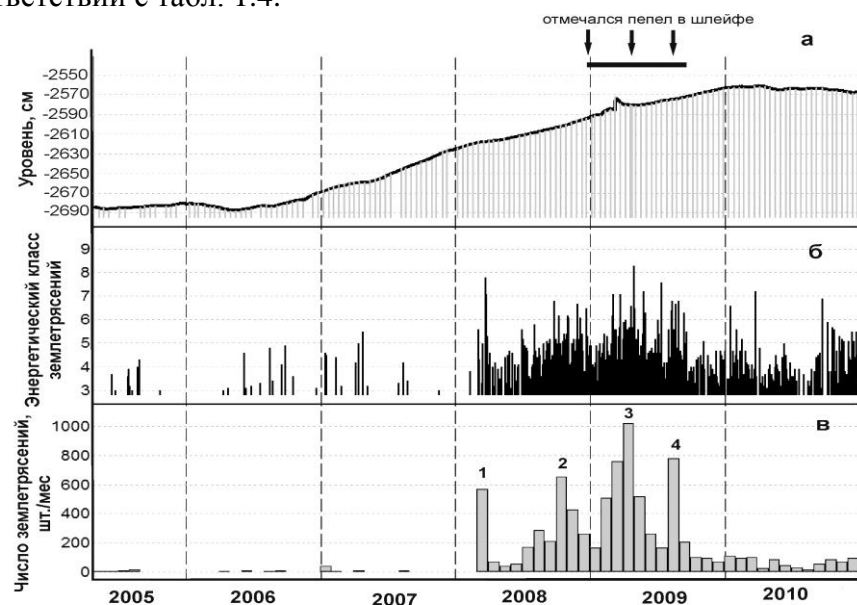


Рис. 1.16 - Изменение уровня воды в скважине Е-1 в 2005 – 2010 гг. в сопоставлении с развитием сейсмичности и парогазовой активности вулкана Корякский: а - изменения уровня воды по данным цифровых и ручных измерений (приводятся в глубинах уровня ниже оголовка скважины); горизонтальной линией показан интервал времени фреатического извержения; б - землетрясения с величинами энергетических классов $K_S = 3.1 - 8.3$ в районе вулкана Корякский; в - суммарное за месяц количество землетрясений (цифрами обозначены максимумы сейсмической активности: 1 – март 2008 г., 2 – октябрь 2008 г., 3 – апрель 2009 г., 4 – август 2009 г.).

По данным уровнемерных наблюдений в 1987-1998 гг. в изменениях тренда уровня воды выявлены постсейсмические вариации в связи с тринадцатью местными землетрясениями с $M = 5.8-7.8$ на гипоцентральных расстояниях $R = 100-320$ км [Копылова, 2001, 2008]. Постсейсмические изменения проявлялись в плавных повышении уровня воды с амплитудами 3.7-29.8 см и продолжительностью 9-90 сут при характерных значениях 1.5-2 мес. для землетрясений с $M \sim 7$.

1.3. Теоретические модели формирования гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважинах

Обнаружение различных типов вариаций уровня воды в скважинах в связи с землетрясениями требует объяснения их формирования на основе теоретических моделей гидрогеодинамических процессов в системе «скважина - водовмещающая порода» при сейсмических воздействиях.

1.3.1. Формирование косейсмических скачков уровня воды в скважине при образовании разрывов в очагах землетрясений

Образование разрывов в очагах сильных землетрясений сопровождается изменением статического напряженного состояния водовмещающих пород на расстояниях до десятков–первых сотен км. Такой эффект проявляется в косейсмических скачках повышения и понижения уровня воды в скважинах, которые регистрируются через секунды–первые десятки секунд после образования разрыва и фиксируют реакцию порового давления на упругое деформирование водовмещающих пород [Болдина, Копылова, 2008; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010]. Амплитуды косейсмических скачков обычно составляют десятые доли–первые десятки см.

Проявление косейсмических скачков, а также наличие приливных вариаций уровня воды в отдельной скважине, могут рассматриваться в качестве показателей ее деформометрической чувствительности и информативности при проведении геофизического мониторинга сейсмоактивных территорий, направленного на диагностику сеймотектонических сигналов, в т. ч. гидрогеодинамических предвестников землетрясений [Roeloffs, 1988; Rojstaczer, 1988; Rojstaczer, Agnew, 1989; Киссин, 1993; Болдина, Копылова, 2008; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010; Копылова, Болдина, 2006].

Количественная оценка параметров приливного отклика уровня воды в скважине: амплитуд отдельных приливных волн и разностей фаз между фазами приливных волн в

изменениях уровня воды и соответствующими фазами приливного потенциала, позволяет получить величину приливной чувствительности уровня воды, которая может использоваться при оценке косейсмической деформации в районе скважины в качестве нормирующего коэффициента [Болдина, Копылова, 2008; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010].

Из предположения о линейном характере связи между вариациями уровня воды и деформациями водовмещающих пород в диапазоне не менее трех порядков ($10^{-9} - 10^{-7}$) [Wakita, 1975; Копылова, 2006; Болдина, Копылова, 2006, 2007; Болдина, Копылова, 2008; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010] можно оценивать сейсмотектоническую деформацию по данным об изменениях уровня воды во всем диапазоне периодов проявления статически изолированного отклика уровня воды (часы – первые десятки суток) по формуле:

$$D = - \frac{\Delta h}{A_v}, \quad (1.2)$$

где D - объемная деформация в нанострейнах: «+» соответствует растяжению, «-» - соответствует сжатию; Δh - изменение уровня воды в см: «+» соответствует повышению уровня воды, «-» соответствует понижению уровня воды; A_v - приливная чувствительность в см/нанострейн или см/ 10^{-9} [Wakita, 1975; Болдина, Копылова, 2008; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010].

Величина приливной чувствительности в случае проявления статически изолированного отклика уровня воды в скважине на изменения НДС водовмещающих пород, при котором течением подземных вод (фильтрацией) и инерционностью водообмена между скважиной и водовмещающими породами можно пренебречь, строго определяется упругими параметрами водовмещающих пород [Rojstaczer, Agnew, 1989; Копылова, Болдина, 2006; Болдина, Копылова, 2008; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010].

Интерпретация косейсмических скачков уровня воды в скважинах для оценки изменения НДС водовмещающих пород, вскрытых скважинами, предполагает наличие двух математических моделей: модели, описывающей реакцию порового давления на изменение напряженно-деформированного состояния водонасыщенных горных пород, и модели, описывающей реакцию уровня воды в скважине на изменение порового давления в вскрытых скважиной водовмещающих породах [Roeloffs, 1988]. Такие модели разрабатываются на основе теории пороупругости, изложение которой дано в работах [Biot, 1941; Rice, Cleary, 1976; Kumpel, 1991; Nur, Byerlee, 1971]. Примеры приложения

теории пороупругости для описания поведения системы «скважина – водовмещающая порода» при изменении напряженно-деформированного состояния водонасыщенных горных пород, вызванного земными приливами, атмосферной нагрузкой, крипповыми подвижками по разлому и сейсмическими воздействиями приводятся в [Барабанов, 1984; Барабанов и др., 1988; Cooper et al., 1965; Hsieh et al., 1987; Igarashi, Wakita, 1991; Quilty, Roeloffs, 1991; Roeloffs, 1989, 1996, 1998; Rojstaczer, 1988; Rojstaczer Agnew, 1989; Копылова, Болдина, 2006, 2007; Болдина, Копылова, 2006, 2008].

Основные уравнения линейной теории пороупругости для статически изолированных систем «скважина - водовмещающая порода». В основе применения теории пороупругости для интерпретации уровнемерных данных лежит представление о водовмещающих породах как об относительно изолированных протяженных водонасыщенных пластах горных пород, сложенных пористыми упругими материалами со связанной структурой пор.

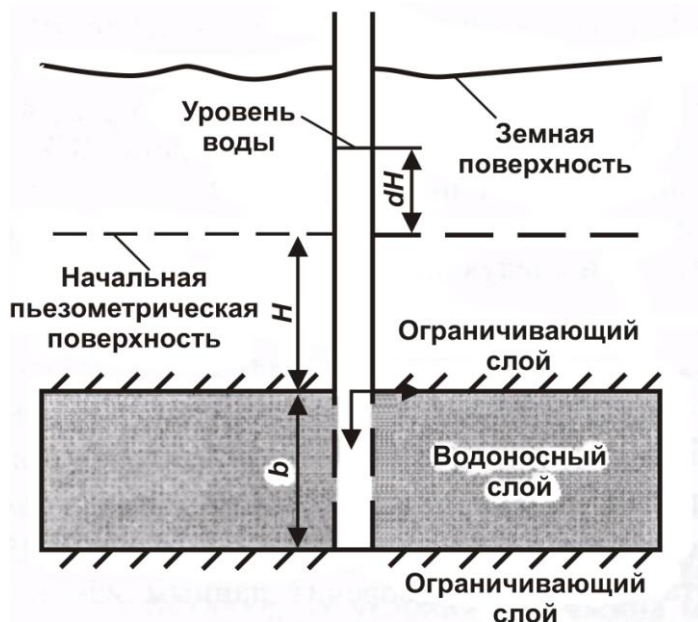


Рис. 1.17 - Модель водонесущей системы (изолированные водовмещающие породы).

На рисунке 1.17 представлена модель водонесущей системы [Теркотт, Шуберт, 1985]: изолированные водовмещающие породы, состоящие из неограниченного по горизонтали слоя проницаемых пористых пород, перекрытых сверху и снизу непроницаемым породами. Высота столба воды, поднимающегося выше кровли водовмещающих пород, полностью уравнивает поровое давление. Такие природные объекты в изотермических условиях, при допущении их однородности и изотропности,

могут быть описаны ограниченным набором физических (пороупругих) параметров [Biot, 1956; Biot, Willis, 1957; Rice, Cleary, 1976; Rojstaczer, Agnew, 1989; Cheng, Detournay, 1988; Kumpel, 1991; Николаевский и др., 1970].

Линейная теория пороупругости включает систему уравнений, связывающих изменения деформации и напряжения в скелете породы с поровым давлением с учетом сжимаемости скелета и упругого изменения объема жидкости. В качестве основных констант этих уравнений принимаются: модуль сдвига G , коэффициенты Пуассона ν (дренированные условия (при условии оттока жидкости)) и ν_u (недренированные условия (при условии отсутствия оттока жидкости)), коэффициент порового давления (коэффициент Скемптона) B .

Базовое уравнение связи напряжений σ_{ij} и деформаций ε_{ij} в твердой матрице с поровым давлением флюида p для малых деформаций линейных и изотропных упругих сред при изотермических условиях было выведено Био [Biot, 1941]:

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon \delta_{ij} + 2G\varepsilon_{ij} - \alpha p \delta_{ij}, \quad (1.3)$$

где ε - объемная деформация, коэффициент эффективного напряжения Био α , p - поровое давление (считается положительным для сжатия), δ_{ij} - символ Кронекера (при $i = j$, $\delta_{ij}=1$, при $i \neq j$, $\delta_{ij}=0$).

Выразив коэффициенты Ламе λ и G через коэффициент Пуассона (дренированные условия) ν и модуль Юнга E : $G = \frac{E}{2(1+\nu)}$, и $\lambda = \frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$, уравнение (1.3) можно представить в следующем виде [Rice, Cleary, 1976; Rojstaczer, Agnew, 1989]:

$$\sigma_{ij} = 2G\varepsilon_{ij} + \frac{2G\nu}{1-2\nu} \varepsilon \delta_{ij} - \alpha \delta_{ij} p, \quad (1.4)$$

где $\varepsilon = \varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33} = \beta(\sigma - \alpha p)$ [Van der Kamp, Gale, 1983].

Используя закон Гука для пороупругой среды, из уравнения (1.4) можно выразить деформацию ε_{ij} [Kumpel, 1992]:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{\beta}{3} \left(\frac{1+\nu}{1-2\nu} \sigma_{ij} - \frac{\nu}{1-2\nu} \sigma_{kk} \delta_{ij} + \alpha \delta_{ij} p \right), \quad (1.5)$$

где $\sigma_{kk} = 1/3(\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})$ - сумма главных напряжений.

Дренированная сжимаемость скелета β оценивается по формуле $\beta = 3(1-2\nu)/2G(1+\nu)$. Параметр $\alpha = 3(\nu_u - \nu)/B(1-2\nu)(1+\nu_u)$ - называется коэффициентом эффективного напряжения Био.

Коэффициент Скемптона B выражается из уравнения:

$$p = -B\sigma_{kk}/3. \quad (1.6)$$

Пределы изменения параметров ν, ν_u и B : $\nu \leq \nu_u \leq 0.5$; $0 \leq B \leq 1$.

В приведенных выражениях для деформаций, напряжений и порового давления речь идет только о вариациях этих величин. Для создания полной системы уравнений, описывающей поведение пороупругой среды, также необходимы [Болдина, 2004; Копылова, Болдина, 2006]:

- уравнение равновесия между массовыми силами F_i и напряжением в твердом скелете $\sigma_{ij} = -F_i$;

- закон Дарси, связывающий скорость фильтрации флюида q_i и изменение порового давления $q_i = -kp_i$, где k - коэффициент фильтрации.

Если течением жидкости в водовмещающих породах можно пренебречь, то изменение в нем порового давления Δp определяется уравнением [Roeloffs, 1988]:

$$\Delta p = -(2GB/3)[(1+\nu_u)/(1-2\nu_u)]\Delta\varepsilon, \quad (1.7)$$

где $\Delta\varepsilon$ - приращение объемной деформации водовмещающих пород (расширение – положительное).

Отсюда следует возможность использования вариаций уровня воды Δh для контроля деформации на основании предположения о том, что изменение порового давления в водовмещающих породах зависит от изменяющегося в пространстве и во времени поля деформаций, но не от природы источника деформаций. Соответственно, оценка коэффициента в (1.7), например, по приливным вариациям уровня, будет управлять откликом порового давления на тектоническую деформацию и будет проявляться в изменениях уровня воды в скважине $\Delta h = \Delta p / \rho g$, где ρ - плотность воды, g - ускорение свободного падения. Это соотношение справедливо при относительно медленных изменениях порового давления, когда эффекты течения жидкости в ствол и из ствола скважины можно не учитывать.

Атмосферное давление и земные приливы являются постоянно действующими природными сигналами, изменяющими напряженно - деформированное состояние водовмещающих пород.

Изменения атмосферного давления приводят к вариациям порового давления в водовмещающих породах. При этом изменения атмосферного давления воздействуют одновременно как на все водовмещающие породы через их кровлю, не вызывая в них латеральных вариаций давления, так и на открытую поверхность воды в скважине. В этом

случае площадной деформацией можно пренебречь $\varepsilon_{11} = \varepsilon_{22} = 0$ и принять величину вертикального напряжения равной изменению атмосферного давления на поверхности водовмещающих пород [Jacob, 1940; Love, 1929; Farrell, 1972]:

$$\sigma_{33} = -p_b, \quad (1.8)$$

где p_b - изменение барометрического давления (положительное для сжатия).

Эта модель идеализирована, так как в реальных условиях изменения атмосферного давления вызывают горизонтальные деформации, которые могут влиять на квазистатический изолированный отклик порового давления. Поэтому в [Rojstaczer, Agnew, 1989] принято:

$$\varepsilon_t = H\varepsilon_{33}, \quad (1.9)$$

где величина H может быть равной либо 0 (традиционное допущение, например, в [Van der Kamp, Gale, 1983]), либо 1 (в случае упругого полупространства [Rojstaczer, Agnew, 1989]).

Применение зависимости (1.8) вместе с выражением для σ_{33} в (1.9) к уравнениям (1.5) и (1.6) дает выражение для коэффициента нагружения γ [Van der Kamp, Gale, 1983], равного отношению между изменением порового давления в водовмещающих породах и поверхностной нагрузкой атмосферного давления:

$$\gamma = \frac{p}{p_b} = \frac{B(1+H)(1+\nu_u)}{3[1-(1-H)\nu_u]}. \quad (1.10)$$

Квазистатический изолированный отклик уровня воды в скважине к изменениям атмосферного давления выражается безразмерной величиной барометрической эффективности E_b [Igarashi, Wakita, 1991; Quilty, Roeloffs, 1991; Roeloffs, 1988, 1996; Rojstaczer, 1988; Rojstaczer, Agnew, 1989]

$$E_b = \frac{\Delta h \rho g}{p_b}, \quad (1.11)$$

где Δh - изменение уровня воды в скважине, определяемое разностью между воздействием атмосферного давления на открытую поверхность воды в скважине и изменением порового давления в водовмещающих породах, вызванным поверхностной нагрузкой атмосферного давления на водовмещающую породу через перекрывающую толщу:

$$\Delta h = \frac{p_b - p}{\rho g}. \quad (1.12)$$

Комбинируя уравнения (1.10) - (1.12), получаем:

$$E_b = 1 - \gamma, \quad (1.13)$$

где для $H=1$:

$$E_b = 1 - \gamma_1. \quad (1.14a)$$

В условиях квазистатического изолированного барометрического отклика уровня воды коэффициент нагружения, а, следовательно, и величина барометрической эффективности, связана с коэффициентом порового давления и коэффициентом Пуассона (недренированные условия):

$$\gamma_1 = \frac{2B(1 + \nu_u)}{3}. \quad (1.14b)$$

Используя уравнение (1.5) и (1.6) можно получить зависимость между поровым давлением p и объемной деформацией $\varepsilon = \varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33}$ [Rojstaczer, Agnew, 1989; Roeloffs, 1988]:

$$\varepsilon = -\beta_u p / B, \quad (1.15)$$

где $\beta_u = \beta(1 - B\alpha)$ - недренированная (при условии отсутствии оттока флюида) сжимаемость твердой фазы скелета.

Приливная чувствительность по отношению к объемной деформации для квазистатических изолированных условий, дается как

$$A_v = \frac{\Delta h}{\varepsilon} = \frac{B}{\rho g \beta_u}. \quad (1.16)$$

Величина объемной деформации, вызванная земными приливами или тектоническими событиями, обычно не известна, поэтому более удобно исследовать реакцию уровня воды в скважинах по отношению к площадной деформации $\varepsilon_t = \varepsilon_{11} + \varepsilon_{22}$ при отсутствии вертикального напряжения $\sigma_{33} = 0$ [Rojstaczer, Agnew, 1989].

Зависимость между поровым давлением p и площадной деформацией имеет вид [Rojstaczer, Agnew, 1989; Roeloffs, 1988; Van der Kamp, Gale, 1983]:

$$\varepsilon_t = -\frac{(1 - \nu_u)\beta_u p}{(1 - 2\nu_u)B}. \quad (1.17)$$

Приливная чувствительность вариаций уровня воды по отношению к площадной деформации для квазистатических изолированных условий дается как [Igarashi, Wakita, 1991; Roeloffs, 1988, 1989, 1996; Rojstaczer, 1988; Rojstaczer, Agnew, 1989]:

$$A_s = \frac{\Delta h}{\varepsilon_t} = \frac{(1 - 2\nu_u)B}{\rho g(1 - \nu_u)\beta_u}. \quad (1.18)$$

Величина приливной чувствительности характеризует способность порового давления откликаться на изменение эффективного напряжения в скелете породы и определяется пористостью и сжимаемостью водовмещающих пород.

Наблюдательные системы «скважина – водовмещающая порода» обладают индивидуальными свойствами, имеющими существенное влияние на формирование отклика уровня воды на изменение порового давления в водовмещающих породах [Roeloffs, 1988, 1996]. Для описания индивидуальных свойств таких систем используются следующие параметры:

а) - параметры, характеризующие упругие свойства водовмещающих пород: сжимаемость порового флюида β_f , недренированная (при условии отсутствия оттока флюида) сжимаемость твердой фазы скелета β_u , дренированная сжимаемость скелета с учетом пор β , коэффициент Скемптона B , удельная упругая емкость водовмещающих пород S_s , модуль сдвига G ;

б) - параметры, характеризующие фильтрационные свойства пород: пористость ϕ и коэффициент фильтрации k ;

в) - параметры, характеризующие геометрию наблюдательной скважины: r_w – радиус скважины в районе фильтра, r_c – радиус скважины в ее верхней части, где происходят колебания уровня.

По данным уровнемерных наблюдений, включающих синхронное измерение уровня и атмосферного давления, оцениваются величины E_b и A_s . По этим величинам и с использованием табличных значений сжимаемости жидкости β_f и недренированной сжимаемости породообразующих минералов β_u могут оцениваться величины пороупругих параметров водовмещающих пород, вскрытых скважиной для квазистатических изолированных условий [Igarashi, Wakita, 1991; Roeloffs, 1988; Rojstaczer, Agnew, 1989; Копылова, Болдина, 2006]:

$$\beta = \frac{1 - E_b}{E_b} \left(\frac{3}{2\rho g A_s (1 + \nu)} - \beta_u \right), \quad (1.19)$$

$$B = \frac{\rho g A_s \beta}{1 + \rho g A_s (\beta - \beta_u)}, \quad (1.20)$$

$$G = \frac{3(1 - 2\nu)}{2\beta(1 + \nu)}, \quad (1.21)$$

$$S_s = \rho g (\beta + \phi \beta_f), \quad (1.22)$$

$$\phi = \frac{(\beta - \beta_u)(1 - B)}{B(\beta_f - \beta_u)}. \quad (1.23)$$

Наличие потоков воды в водовмещающих породах, эффекты течения воды в скважину и из скважины при изменениях порового давления и атмосферной нагрузки могут вносить искажения в оцениваемые величины параметров по (1.19) – (1.23).

Возможность применения указанных формул требует предварительного обоснования квазистатических изолированных условий в водовмещающих породах и оценку роли инерционных эффектов течения воды в скважину и из скважины [Rojstaczer, 1988; Rojstaczer, Agnew, 1989; Болдина, Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2006] на основе *математической модели реакции уровня воды в скважине на гармонические вариации порового давления в водовмещающих породах с учетом оцененных упругих параметров и пористости насыщенных горных пород и геометрии скважины* [Hsieh et al., 1987].

При развитии приливных и медленных сейсмотектонических деформаций течением воды в совершенно изолированных водовмещающих породах можно пренебречь, так как большой пространственный радиус действия таких деформаций предполагает отсутствие горизонтальных градиентов порового давления. Кроме этого, при совершенной изоляции водовмещающих пород слабопроницаемыми породами вертикальное течение подземных вод также можно исключить. В этом случае для любого периодического (сейсмического, приливного) возмущения порового давления с амплитудой p_0 , на достаточно длинных периодах, таких, чтобы временем, необходимым для течения воды в ствол и из ствола скважины, можно было пренебречь, уровень воды в скважине x_0 отслеживает гидростатический напор h_0 как

$$x_0 = p_0 / \rho g = h_0. \quad (1.24)$$

Если рассматривать ситуацию с периодически изменяющимся поровым давлением в водовмещающих породах, то на достаточно коротких периодах колебаний давления существенным является время, необходимое для течения жидкости в ствол и из ствола скважины. На таких периодах пиковое изменение уровня воды будет меньше, чем по (1.24), и будет запаздывать по отношению к пику напора h_0 . Соотношение между уровнем воды в скважине и гидростатическим напором выражается через понижение напора s (рис. 1.18). В этом случае амплитудное соотношение (соотношение между амплитудой изменений уровня воды в скважине и амплитудой изменения гидростатического напора) определяется как [Cooper et al., 1965; Hsieh et al., 1987; Roeloffs, 1988; Болдина, Копылова, 2006]

$$A = |x_0 / h_0|, \quad (1.25)$$

а фазовый сдвиг определяется как

$$\eta = \arg(x_0 / h_0). \quad (1.26)$$

Определение зависимости параметров A и η от периода вариаций порового давления с учетом свойств водовмещающих пород и геометрии скважины характеризует степень инерционности водообмена между скважиной и вскрытыми водовмещающими породами.

В [Шестаков, 1973, 1995; Основы..., 1983] представлено дифференциальное уравнение развития воронки депрессии при понижении уровня воды в скважине в условиях плоско-радиальной фильтрации, возникающей в изотропных и неограниченных водонасыщенных горных породах вследствие водообмена между скважиной и вскрытыми ею водовмещающими породами (рис.1.18).

$$\frac{\partial^2 s}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s}{\partial r} - \frac{S}{T} \frac{\partial s}{\partial t} = 0, \quad (1.27)$$

где S - упругая емкость водовмещающих пород, T - коэффициент водопроводимости, r - горизонтальное расстояние от центра скважины.

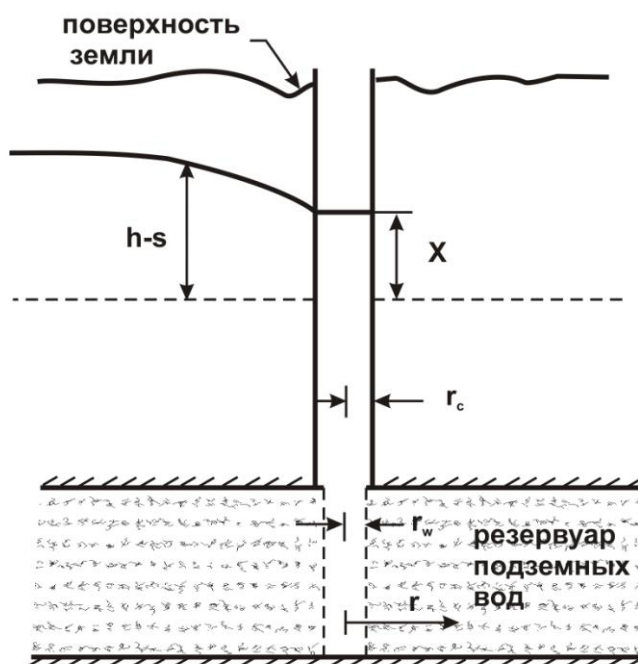


Рис. 2.4 – Схема формирования отклика уровня воды в скважине на гармонические вариации порового давления в изолированных водовмещающих породах при воздействии приливных волн: r — горизонтальное расстояние от центра скважины, r_w - радиус скважины в области ее связи с водовмещающими породами, r_c - радиус скважины в области, где происходят колебания уровня воды, h изменение гидростатического напора, s — понижение напора (положительное направление вниз), x - изменение уровня воды.

Гармонические колебания гидростатического напора и уровня воды в скважине описываются уравнениями:

$$h = h_0 \exp(i\omega t), \quad (1.28)$$

$$x = x_0 \exp(i\omega t), \quad (1.29)$$

где h – изменение гидростатического напора, h_0 – комплексная амплитуда изменений гидростатического напора, x – смещение уровня воды от статического положения, x_0 – комплексная амплитуда смещения уровня воды, $i = (-1)^{1/2}$, t – время, $\omega = 2\pi/\tau$ – частота волны, τ – период волны.

На основе аналитического решения уравнения (1.27) в [Cooper et al., 1965] приводится выражение для амплитудного соотношения между вариациями уровня воды и напором на периодах, соответствующих сейсмическим волнам (единицы – десятки секунд), а в [Hsieh et al., 1987] приводятся выражения для амплитудного соотношения и фазового сдвига для более низкочастотного диапазона периодов, включающих барометрические и приливные деформации. В обоих случаях принималось, что периодическое возмущение гидростатического напора подземных вод вызывает течение воды между скважиной и вскрытыми водовмещающими породами с расходом

$$Q = \pi r_c^2 \frac{dx}{dt} = i\omega x_0 \pi r_c^2 \exp(i\omega t), \quad (1.30)$$

где r_c – радиус скважины в области, где происходят колебания уровня воды.

Этот расход воды вызывает понижение напора s (положительное направление вниз), которое накладывается на вариации порового давления (рис.1.18). В отсутствие инерционного эффекта изменение уровня воды и гидростатического напора связано отношением:

$$x = h - s_w, \quad (1.31)$$

где s_w – понижение уровня воды в скважине вследствие расхода воды между скважиной и вскрытыми водовмещающими породами Q .

Выражения для периодического понижения уровня воды в скважине, амплитудного соотношения и фазового сдвига с учетом водопроводимости, упругих свойств водовмещающих пород и размеров ствола скважины, имеют вид [Hsieh et al., 1987]:

$$s_w = -\frac{\omega r_c}{2T} \{ [\psi \text{Ker}(\alpha_w) + \phi_w \text{Kei}(\alpha_w)] - i[\phi_w \text{Ker}(\alpha_w) - \psi \text{Kei}(\alpha_w)] \} \exp(i\omega t), \quad (1.32)$$

где

$$\phi_w = \frac{-[Ker_1(\alpha_w) + Kei_1(\alpha_w)]}{2^{1/2} \alpha_w [Ker_1^2(\alpha_w) + Kei_1^2(\alpha_w)]},$$

$$\psi = \frac{-[Ker_1(\alpha_w) - Kei_1(\alpha_w)]}{2^{1/2} \alpha_w [Ker_1^2(\alpha_w) + Kei_1^2(\alpha_w)]}$$

с действительной и мнимой частями функций Кельвина нулевого порядка $Ker(\alpha_w)$, $Kei(\alpha_w)$ и первого порядка $Ker_1(\alpha_w)$, $Kei_1(\alpha_w)$, а $\alpha_w = r_w (\omega S / T)^{1/2}$ - безразмерная функция частоты, выраженная через параметры водовмещающих пород S и T и радиус скважины в области ее связи со вскрытыми водовмещающими породами r_w .

$$A = x_0 / h_0 = (E + iF)^{-1} = (E^2 + F^2)^{-1/2}, \quad (1.33)$$

$$\eta = x_0 / h_0 = -\tan^{-1}(F / E), \quad (1.34)$$

где

$$E = 1 - \beta_w [\psi Ker(\alpha_w) + \phi_w Kei(\alpha_w)],$$

$$F = \beta_w [\phi_w Ker(\alpha_w) - \psi Kei(\alpha_w)],$$

а $\beta_w = \omega r_c^2 / 2T$ - безразмерная функция частоты, выраженная через коэффициент водопроводимости T и радиус скважины в области колебаний уровня воды r_c .

Приведенные выше выражения связывают искажение амплитуды изменения уровня воды и фазового сдвига по отношению к периодическим изменениям порового давления с величинами коэффициента водопроводимости T , упругой емкости водовмещающих пород S , геометрическими параметрами скважины.

В [Cooper et al., 1965; Hsieh et al., 1987] показано, что теоретические зависимости амплитудного соотношения и фазового сдвига могут использоваться для оценки водопроводимости вскрытых скважиной водовмещающих пород.

1.3.2. Гидрогеодинамические предвестники

Если продолжительность развития гидрогеодинамического предвестника примерно соответствует по периоду верхней границе статически изолированных условий в водовмещающих породах, т.е. границе обусловленной особенностями формирования гидростатического напора за счет сезонного изменения уровня воды в области питания и передачи давления от области питания в район скважины, то для таких скважин может применяться модель статически изолированного отклика уровня воды в диапазоне периодов от минут до первых десятков суток. Но такая модель должна подтверждаться результатами барометрического и приливного анализа вариаций уровня воды, а также правдоподобными оценками величин упругих параметров водовмещающих пород

[Копылова, 2001; Болдина, Копылова, 2008; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010; Копылова, Болдина и др., 2012б]. Тогда понижение уровня воды в скважине перед землетрясением вполне может соответствовать неискаженной упругой реакции порового давления на предсейсмическую деформацию расширения водовмещающих пород, которую можно оценить по формуле (1.2)

1.3.3. Осцилляции уровня воды в скважине при прохождении сейсмических волн

Воздействие сейсмических волн от сильных удаленных землетрясений может вызывать заметные вариации уровней воды в скважинах [Каталог предвестников землетрясений, 1983; Cooper et al., 1965; Копылова, Болдина, 2005, 2006, 2007; Болдина, Копылова, 2006, 2007; Sterling, Smets, 1971].

Интересным фактом является то, что в близко расположенных друг к другу скважинах отклики уровней воды на прохождение сейсмических волн могут существенно различаться по амплитуде. Изучение таких вариаций имеет интерес для геофизиков, сейсмологов и гидрогеологов, во-первых, с позиции использования систем «скважина – водовмещающая порода» в качестве своеобразных приемников сейсмических сигналов, и, во-вторых, для оценки свойств водовмещающих пород, в первую очередь, водопроводимости.

Математическая модель отклика системы «скважина - водовмещающая порода» на воздействие сейсмических волн от сильных удаленных землетрясений рассмотрена в работе [Cooper et al., 1965] и выводится из волнового уравнения для затухающих колебаний столба воды в скважине и в прифилтровой зоне вскрытых водовмещающих пород. В [Cooper et al., 1965] показано, что вариации уровня воды в скважине при прохождении сейсмических волн могут быть обусловлены изменениями порового давления в водовмещающих породах и вертикальными смещениями поверхности земли (рис. 1.19). При этом степень, с которой уровень воды в скважине реагирует на землетрясение, определяется не только характеристиками скважины и вскрытых водовмещающих пород, но и в значительной степени зависит от вида и периода сейсмической волны. В случае Релеевских волн, когда их период равен или больше резонансной частоты скважины ω_w , изменения уровня воды практически полностью определяются изменениями порового давления в водовмещающих породах $p_0 = \rho g h_0$, где ρ - плотность воды, g - ускорение силы тяжести, h_0 - амплитуда изменения напора, вызванная деформацией водовмещающих пород при прохождении сейсмических волн.

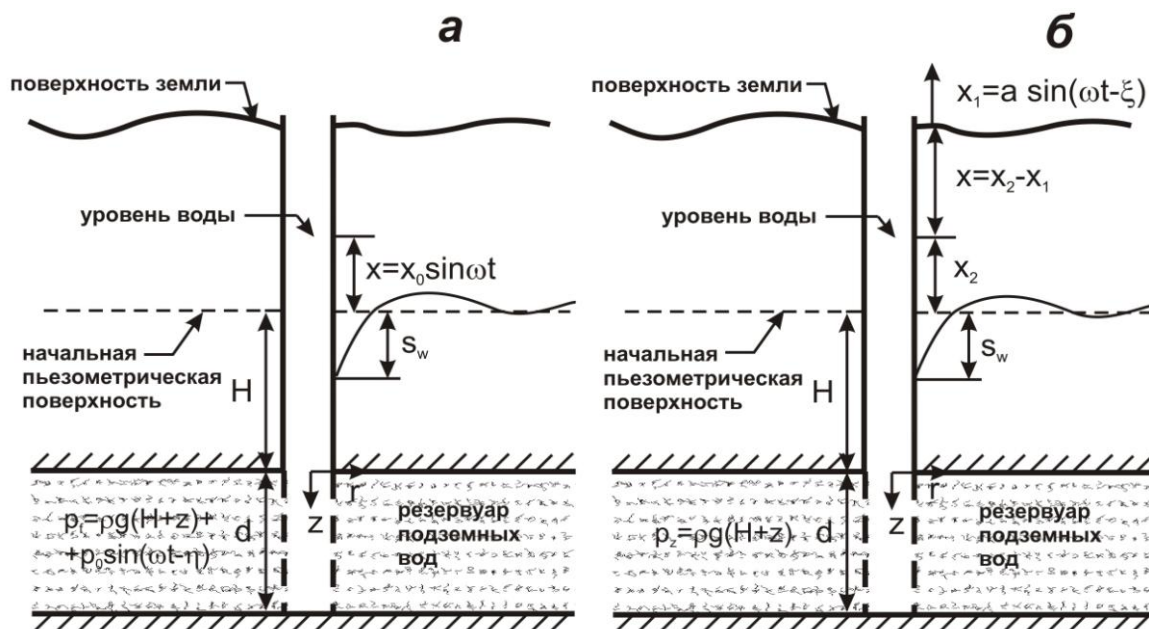


Рис. 1.19 - Схемы формирования отклика уровня воды в скважине на гармонические вариации порового давления в водовмещающих породах (а) и на вертикальные смещения системы «скважина - водовмещающая порода» (б) при прохождении сейсмических волн: H – высота водной колонны в обсаженном стволе скважины, d – мощность вскрытых водовмещающих пород (длина открытого интервала ствола скважины), z – глубина ниже обсадки скважины, r – горизонтальное расстояние от центра скважины, s_w – изменение напора, x – изменение уровня воды при гармонических колебаниях с амплитудой x_0 , ω – угловая частота сейсмической волны, t – время; $p_f = \rho g(H+z) + p_0 \sin(\omega t - \eta) = p_z + p_0 \sin(\omega t - \eta)$ – выражение для вариаций порового давления в водовмещающих породах при его гармонических изменениях с амплитудой p_0 , p_z – гидростатическая компонента порового давления, η – угол сдвига фазы между смещением в сейсмической волне и изменением порового давления; x_1 – гармонические перемещения поверхности земли с амплитудой a , x_2 – перемещения водной колонны при вертикальных смещениях поверхности земли, ξ – угол сдвига фазы между смещением в сейсмической волне и вертикальным перемещением поверхности земли.

Резонансная частота ω_w зависит, в основном, от эффективной высоты столба воды в скважине $H_e = H + 3d/8$, где H – высота столба воды в обсаженном стволе скважины, d – высота столба воды в области вскрытых водовмещающих пород. Резонансная частота скважины определяется как $\omega_w \approx (g/H_e)^{1/2}$. Отсюда можно оценить периоды сейсмических волн, которые могут вызывать резонансный эффект усиления гармонических вариаций порового давления в скважине при достаточно высоких величинах водопроницаемости: $\tau \geq 2\pi/\omega_w$.

Усиление вариаций уровня воды в скважине по отношению к изменению напора для резонансных частот выражается по [Cooper et al., 1965] формулой:

$$A = x_0/h_0 = \left[\left(1 - \frac{\pi r_w^2}{T\tau} \text{Kei}\alpha_w - \frac{4\pi^2 H_e}{\tau^2 g} \right)^2 + \left(\frac{\pi r_w^2}{T\tau} \text{Ker}\alpha_w \right)^2 \right]^{-1/2}. \quad (1.35)$$

где x_0 - амплитуда изменения уровня воды, h_0 - амплитуда изменения напора, $\alpha_w = r_w(\omega S/T)^{1/2}$ - безразмерная функция частоты, выраженная через параметры вскрытых водовмещающих пород и геометрические размеры скважины: r_w - радиус скважины в области ее связи с водовмещающими породами, S - упругая емкость вскрытых водовмещающих пород (или упругая водоотдача), $S = S_s m$, T - водопроводимость водовмещающих пород, $\text{Ker}\alpha_w$, $\text{Kei}\alpha_w$ - действительная и мнимая части функции Кельвина нулевого порядка.

Усиление колебаний уровня воды по отношению к вертикальному смещению поверхности земли A' выражается формулой:

$$A' = x_0/a = \frac{4\pi^2 H_e}{\tau^2 g} A, \quad (1.36)$$

где a - амплитуда смещения поверхности земли.

1.3.4. Длительное постсейсмическое понижение уровня воды в скважине

Понижение уровня воды в скважине в течение суток-месяцев после землетрясения и его последующее восстановление отражает процесс падения и восстановления порового давления в водовмещающих породах.

Вероятным процессом, вызывающим длительное понижение уровня воды в скважине после землетрясения, является понижение порового давления в окрестности скважины, вследствие улучшения фильтрационных свойств водовмещающих пород при сейсмических сотрясениях [Болдина, Копылова, 2008, 2009].

Математическая модель длительного понижения уровня воды в скважине после землетрясения рассмотрена в работах [Brodsky et al., 2003; Болдина, Копылова, 2007].

Выражение для понижения гидростатического напора h в однородных, изотропных и неограниченных водовмещающих породах во времени t , вызванного возмущением порового давления в точечном источнике на расстоянии R (рис. 1.20), имеет вид уравнения математической теории диффузии [Crank, 1975; Карслоу, Егер, 1964] и может быть представлено в дифференциальном виде как

$$\frac{\partial h}{\partial t} = c \frac{\partial^2 h}{\partial R^2}, \quad (1.37)$$

где $c = k / S_s$ - пьезопроводность водовмещающих пород.

Для пьезометрической скважины, вскрывающей однородные, изотропные и неограниченные водовмещающие породы, пренебрегая трением и инерционностью столба воды в стволе скважины, это уравнение можно переписать, заменяя величину напора h на величину изменения уровня воды в скважине x :

$$\frac{\partial x}{\partial t} = c \frac{\partial^2 x}{\partial R^2}. \quad (1.38)$$

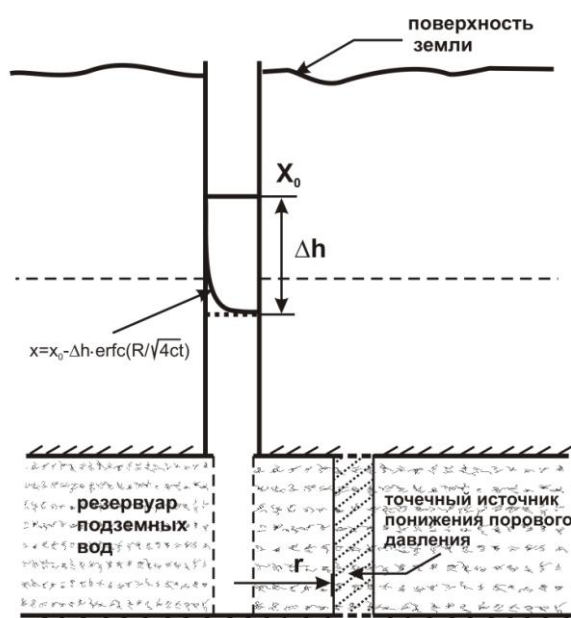


Рис. 1.20 - Схема формирования постсейсмического понижения уровня воды в скважине, вскрывающей изолированные водовмещающие породы: x_0 - начальный уровень воды в скважине, $\Delta h = \Delta p / \rho g$ - изменение гидростатического напора при изменении порового давления Δp , где Δp - амплитуда понижения порового давления; x - изменение уровня воды, R - радиус чувствительности скважины к источнику падения порового давления в водовмещающих породах.

Решение этого уравнения относительно x позволяет оценить расстояние от скважины R до точечного источника падения порового давления в водовмещающих породах, вскрытых скважиной при граничных условиях.

$$x = x_0 - \Delta h, \quad R = 0, \quad t > 0, \quad (1.39)$$

где x_0 - начальный уровень воды в скважине, $\Delta h = \Delta p / \rho g$ - изменение гидростатического напора при изменении порового давления Δp и начальных условиях

$$x = x_0, \quad R > 0, \quad t = 0 \quad (1.40)$$

после преобразования Лапласа [Crank, 1975; Абрамовиц, Стеган, 1979] решение уравнения (1.38) имеет вид [Brodsky et al., 2003; Болдина, Копылова, 2008, 2009]

$$x = x_0 - \Delta h \cdot \operatorname{erfc}(R/\sqrt{4ct}) \quad (1.41)$$

где $\operatorname{erfc}(z) = 1 - \operatorname{erf}(z)$.

Выражение (1.41) удовлетворяет выражениям (1.38 - 1.40) и является решением дифференциального уравнения для понижения уровня воды на расстоянии R от точечного источника падения порового давления в идеальной пьезометрической скважине, вскрывающей однородные, изотропные и неограниченные водовмещающие породы.

1.4. Выводы

1. Проведение многолетних цифровых уровнемерных наблюдений на скважинах Камчатки дало возможность диагностировать различные типы гидрогеосейсмических вариаций в изменениях уровня воды. Приведены их типизация и описание. Рассмотрены индивидуальные особенности проявления гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в различных скважинах.

2. Представленное описание эффектов сейсмичности в изменениях уровней воды в скважинах ЮЗ-5, 1303 и 1309 и Е-1 дает основание рассматривать наблюдательные системы «скважина – водовмещающая порода» в качестве своеобразных индикаторов изменения НДС среды при воздействии сейсмотектонических процессов. При этом механизмы чувствительности конкретных скважин к изменениям НДС среды могут существенно различаться и определяются комплексом гидрогеологических особенностей, в частности, наличием или отсутствием газа в составе подземных вод. Например, различие в поведении показывают уровнемерные наблюдения наблюдательных скважин, вскрывающих напорные пресные (скв. ЮЗ-5, 1303 и 1309) и минеральные газонасыщенные подземные воды (скв. Е-1), на стадиях подготовки землетрясений с $M \geq 5.5$. В изменениях уровня воды в скважинах ЮЗ-5, 1303 и 1309 гидрогеодинамические предвестники перед такими землетрясениями не проявлялись в отличие от скважины Е-1, в которой наблюдается увеличение скорости понижения уровня воды в течение недель – месяцев. Лишь в случае сильнейшего Кроноцкого землетрясения наблюдалось синхронное проявление гидрогеодинамического предвестника в скважинах ЮЗ-5 и Е-1 одновременно с аномальными перемещениями GPS-станций Камчатской сети KAMNET.

3. Математическое моделирование зарегистрированных в скважинах различных

типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды с использованием современных теоретических моделей поведения системы «скважина – водовмещающая порода» помогает изучать гидрогеодинамические процессы их формирования в системе «пьезометрическая скважина – водовмещающая порода» при воздействии основных факторов сейсмичности.

4. Модель статически изолированного отклика уровня воды на изменение НДС водовмещающих пород может применяться для описания гидрогеосейсмических вариаций I и II типов, механизм которых связан с деформациями водовмещающих пород, вызванными процессами подготовки сильных землетрясений (предсейсмические вариации уровня воды) и с изменением статического напряженного состояния водовмещающих пород при образовании разрывов в очагах землетрясений (косейсмические скачки).

5. Для описания механизма гидрогеосейсмических вариаций IV типа (колебательного режима уровня воды при прохождении сейсмических волн), связанного с прохождением поверхностных сейсмических волн от сильных удаленных землетрясений, вызывающих импульсы сжатия – расширения напорных водовмещающих пород, вскрытых скважинами, может привлекаться модель [Cooper et al., 1965].

6. Модель точечного удаленного источника возмущения может применяться для описания механизма гидрогеосейсмических вариаций III типа (длительного постсейсмического понижения уровня воды после сильного землетрясения, сопровождающегося интенсивным высокочастотным излучением сейсмических волн и ощутимыми сотрясениями), связанного с падением напора на некотором удалении от скважины вследствие локального улучшения фильтрационных свойств водовмещающих пород при сейсмических сотрясениях.

Глава 2. ОЦЕНКА УПРУГИХ И ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРОВ ВОДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД, ВСКРЫТЫХ СКВАЖИНАМИ ЮЗ-5, 1303, 1309 И Е-1

Развитие метода урвнemerных наблюдений для геофизического мониторинга предполагает разработку способов количественной оценки интенсивности современных геодинамических процессов, проявляющихся в аномальных вариациях уровня воды, в частности, изменений объемной деформации водовмещающих пород. Для этого необходимо иметь количественные оценки упругих параметров водовмещающих пород в районе скважин. Такая задача, обычно, возникает уже после того, как скважина пробурена, опробована и используется по целевому назначению (геофизический мониторинг), поэтому для ее решения полезно иметь метод определения упругих параметров водовмещающих пород без нарушения естественного гидродинамического режима скважины [Болдина, Копылова, 2013].

Если скважина вскрывает однородные слабопроницаемые водовмещающие породы, в которых течением воды можно пренебречь в некотором диапазоне периодов, то вариации уровня воды в такой скважине могут без существенных искажений отражать в соответствующем диапазоне периодов изменения порового давления при деформировании водовмещающих пород. В этом случае реакция уровня воды на деформацию будет определяться упругими параметрами контролируемых скважиной водовмещающих пород.

Такие условия называются квазистатическими изолированными и, соответственно, отклик уровня воды на различные геодинамические воздействия также называется статически изолированным [Hsieh et al., 1987; Rojstaczer, Agnew, 1989; Копылова, Болдина, 2006; Болдина, Копылова, 2006].

Оценка упругих параметров и пористости водовмещающих пород для квазистатических изолированных условий может производиться на основе изучения откликов уровней воды в скважине на земные приливы и на атмосферное давление.

В главе 2 приводятся результаты барометрического и приливного анализа синхронных записей уровня воды и атмосферного давления на скважинах ЮЗ-5, Е-1, 1303, 1309. С использованием экспериментально полученных величин барометрической эффективности и приливной чувствительности уровня воды, оценены упругие параметры и пористость водовмещающих пород. Для скважин построена модель инерционности водообмена в системе «скважина – водовмещающая порода» при гармонических вариациях порового давления. Использовалась теория пороупругости [Biot, 1941; Rice, Cleary, 1976] и модель

инерционного эффекта водообмена между скважиной и вскрытыми ею водовмещающими породами [Hsieh et al., 1987], представленные в главе 1, разделе 1.3.1.

2.1. Барометрический анализ уровня воды в скважинах

Параметры барометрического отклика уровня воды оценивались методом кросс-спектрального анализа часовых вариаций уровня воды и атмосферного давления. Амплитудные передаточные функции (рис. 2.1, 2.2) характеризуют изменение барометрической эффективности в зависимости от периода вариаций. Для скважины ЮЗ-5 наблюдается увеличение величины барометрической эффективности E_b в диапазоне периодов от 2 до 6 часов от 0.2 до 0.39 см/гПа (рис. 2.1). На периоде 6 ч достигается максимальная величина $E_b=0.39$ см/гПа, которая остается постоянной на периодах до суток - первых десятков суток (табл. 2.1).

Для скважины 1303 на периодах от 2 до 20 часов наблюдается увеличение величины E_b в диапазоне от 0.01 до 0.43 см/гПа (рис. 2.1). На периоде 20 часов достигается максимальная величина $E_b=0.43$ см/гПа, которая остается постоянной на периодах до суток - первых десятков суток (табл. 2.1).

Для скважины 1309 увеличение величины E_b наблюдается в диапазоне от 0.02 до 0.45 см/гПа (рис. 2.1). На периоде 20 часов достигается максимальная величина $E_b=0.45$ см/гПа, которая остается постоянной на периодах до первых десятков суток (табл. 2.1).

Частотная зависимость барометрического отклика на периодах 2-6 ч для скважины ЮЗ-5, на периодах 2-20 ч для скважин 1303 и 1309 может быть обусловлена инерционными эффектами течения воды в скважину и из скважины [Roeloffs, 1988; Rojstaczer, 1988; Rojstaczer., Agnew, 1989; Болдина, Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2006], а также, возможно, нестационарностью процесса формирования барометрического отклика в относительно высокочастотной области изменений порового давления.

Разность фаз между вариациями уровня воды и атмосферного давления составляет $-180^\circ \pm 10^\circ$ во всем рассматриваемом диапазоне периодов проявления статически изолированного отклика уровня воды для каждой из скважин ЮЗ-5, 1303, 1309.

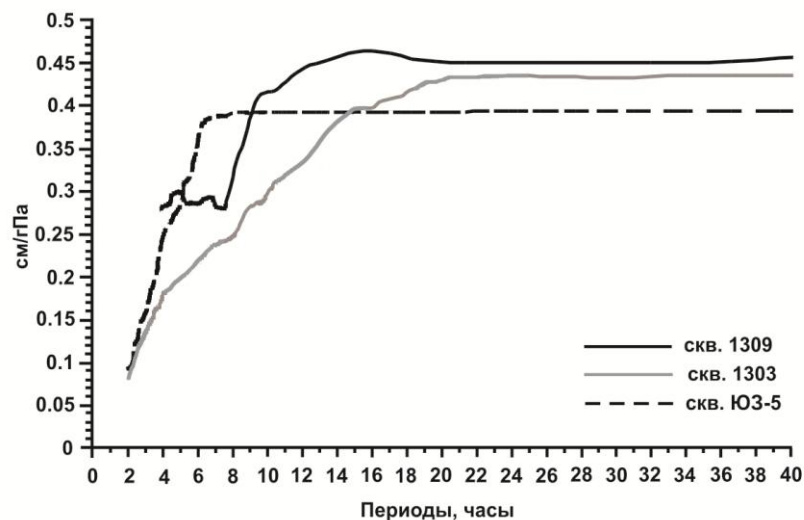


Рис. 2.1 - Амплитудные передаточные функции от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды в скважинах Ю3-5, 1303 и 1309.

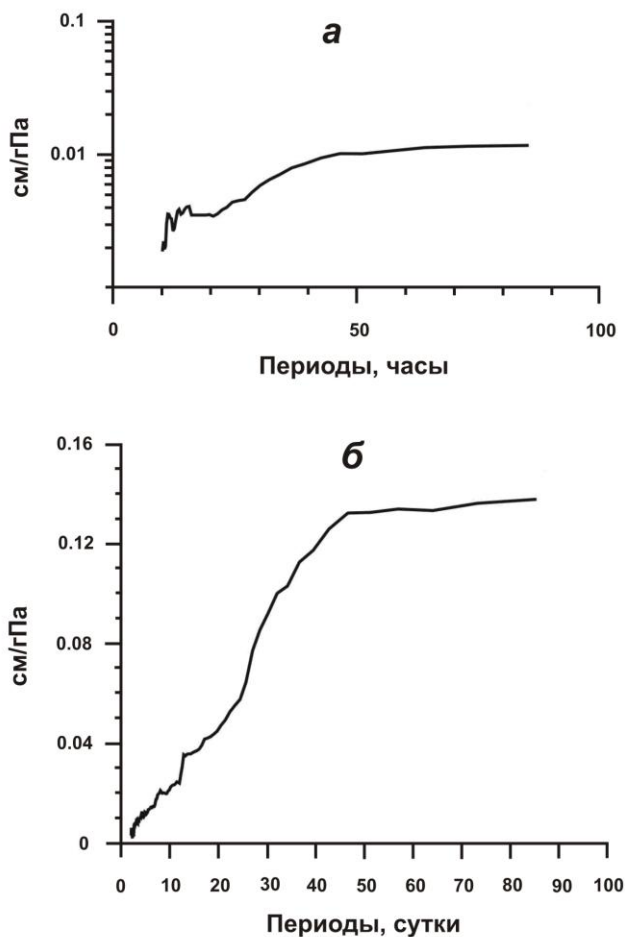


Рис 2.2 - Амплитудные передаточные функции от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды в скважине Е-1: а – в диапазоне часовых вариаций; б – в диапазоне суточных вариаций для скважины Е-1.

Таблица 2.1 - Параметры барометрического и приливного откликов уровня воды в наблюдательных скважинах

Скважина	Барометрический отклик		Приливной отклик
	Критическая частота, ч ⁻¹	Барометрическая эффективность, см/гПа	Приливная эффективность, см/10 ⁻⁹ пл.деформации
Ю35	0.15	0.39	0.096
Е-1	0.012	0.011	-
1303	0.05	0.43	0.143
1309	0.05	0.45	0.108

Это указывает на хорошую изоляцию водовмещающих пород перекрывающими породами и на отсутствие вертикальных перетоков подземных вод, искажающих барометрический отклик [Rojstaczer, 1988; Rojstaczer, Agnew, 1989; Болдина, Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2006].

Меньшие величины барометрической эффективности E_b (рис 2.2а) и ее более медленный рост с увеличением периодов отмечается для скважины Е-1 (рис 2.2б). В часовом диапазоне максимальная величина E_b , равная 0.011 см/гПа, достигается на периодах 45-50 часов (табл. 2.1). При этом разность фаз между изменениями уровня воды и атмосферного давления составляет -106 - -109°. Это может указывать на относительно слабую связь водовмещающих пород и скважины и на ее значительную инерционность в диапазоне периодов от часов до первых суток [Копылова, 2001; Копылова, Болдина, 2004, 2006; Болдина, Копылова, 2006].

Рост величины E_b продолжается и в диапазоне суточных вариаций (рис. 2.2б) при максимальном значении 0.135 см/гПа на периодах 45 -100 суток. При этом разность фаз в суточном диапазоне возрастает до -130 - -166°. Это показывает, что влияние инерционных эффектов в скважине прослеживается и в суточном диапазоне вариаций уровня воды. В этом заключается существенное отличие формирования барометрического отклика уровня воды в скважине Е-1, по сравнению со скважинами Ю3-5, 1303 и 1309, для которых величина E_b остается постоянной как в часовом, так и в суточном диапазоне вариаций.

Причинами роста барометрической эффективности с увеличением периодов вариаций могут быть: 1) слабая связь вскрытых водовмещающих пород и скважины Е-1; 2) присутствие в составе порового флюида газовой фазы, повышающей сжимаемость флюида и понижающей

способность уровня воды откликаться на слабые высокочастотные возмущения напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород [Копылова, 2001; Копылова, Болдина, 2006; Болдина, Копылова, 2006].

2.2. Оценка приливного отклика уровня воды в скважинах

Анализ земноприливных вариаций уровней воды и оценка приливной чувствительности наблюдательных систем включает оценку амплитуд приливных волн M_2 , N_2 , P_1 , K_1 , O_1 , Q_1 [Мельхиор, 1965] в изменениях уровня воды и их сравнение с соответствующими амплитудами волн теоретической приливной (площадной или объемной) деформации [Багмет и др., 1989; Мельхиор, 1965].

Коэффициенты регрессионных уравнений, описывающие линейные зависимости амплитуд приливных волн в изменениях уровней воды и соответствующих амплитуд волн приливной площадной деформации, принимаются в качестве величин приливной чувствительности A_s наблюдательных систем. Оценка параметров приливного отклика уровня воды - амплитуд, амплитудных факторов (эквивалентных величинам A_s), разности фаз между фазой приливной волны в изменениях уровня и соответствующей фазой приливного потенциала для отдельных волн, производилась с использованием программы ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994]. Результаты приливного анализа для скважин Ю3-5, 1303 и 1309 представлены в таблицах 2.2а, 2.2б и 2.2в соответственно.

Величины приливных параметров по наиболее мощной волне P_1S_1 (ее период составляет 24 ч) не учитывались из-за зашумленности вариаций уровня воды действием метеофакторов на суточном периоде. Жирным шрифтом обозначены волны, параметры которых определяются при отношении сигнал/шум не менее 10. Это указывает на достаточно надежное определение приливных параметров по уровнемерным данным для выделенных волн [Копылова, Болдина, 2006; Болдина, Копылова, 2006].

Диапазон изменения амплитудных факторов для скважины Ю3-5 составляет $0.088 - 0.15 \text{ см}/10^{-9}$. Различия в величинах A_s для отдельных волн могут быть вызваны особенностями формирования приливного отклика в различных частотных диапазонах, а также искажениями приливных амплитуд в изменениях уровня воды при воздействии океанического прилива, в котором присутствуют волны, имеющие такие же периоды, но отличающиеся по фазе [Копылова, Болдина, 2006; Болдина, Копылова, 2006].

Таблица 2.2а - Результаты приливного анализа вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 по программе ETERNA 3.0

Волна	Амплитуда, ед.·10 ⁻⁹ площадной деформации (нанострейны)	Амплитуда уровня воды, см	Сигнал/ шум	Амплитудный фактор см/нанострейн	Фазовый сдвиг, град
Q₁	2.10	0.28	36	0.131±0.004	-165.82±1.59
O₁	10.97	1.34	174.4	0.122±0.001	-166.35±0.33
M₁	0.86	0.10	13.3	0.119±0.009	-167.94±4.29
P ₁ S ₁	15.43	1.16	151.3	0.075±0.0005	-170.48±0.38
J₁	0.86	0.09	12.2	0.108±0.009	-179.29±4.70
OO ₁	0.47	0.05	6.9	0.113±0.016	-173.84±8.25
2N₂	0.31	0.04	13.0	0.144±0.011	-177.30±4.41
N₂	1.95	0.22	63.7	0.113±0.002	176.96±0.90
M₂	10.18	0.94	271.6	0.092±0.001	-171.57±0.21
L ₂	0.29	0.028	8.1	0.098±0.012	-168.27±7.03
S₂K₂	4.74	0.46	132.2	0.096±0.001	-153.78±0.43
M ₃	0.04	0.01	3.2	0.182±0.058	-137.89±18.12

Таблица 2.2б - Результаты приливного анализа вариаций уровня воды в скважине 1303 по программе ETERNA 3.0

Волна	Амплитуда, ед.·10 ⁻⁹ площадной деформации (нанострейны)	Амплитуда уровня воды, см	Сигнал/ шум	Амплитудный фактор см/нанострейн	Фазовый сдвиг, град
Q ₁	2.16	0.347	7.0	0.17±0.02	159.41±0.25
O₁	10.96	1.85	37.4	0.17±0.01	154.26±0.05
M ₁	0.86	0.063	1.3	0.07±0.06	169.73±0.48
P₁S₁	15.43	1.586	32.0	0.10±0.01	157.92±0.04
J ₁	0.86	0.218	4.4	0.25±0.06	142.32±0.64
OO ₁	0.47	0.120	2.4	0.25±0.11	-160.25±0.74
2N ₂	0.31	0.066	3.8	0.21±0.06	155.13±1.39
N₂	1.95	0.285	16.2	0.15±0.01	154.28±0.34
M₂	10.19	1.095	62.3	0.11±0.00	164.72±0.07
L ₂	0.29	0.006	0.3	0.02±0.06	67.05±1.93
S₂K₂	4.74	0.657	37.4	0.14±0.00	-176.79±0.13
M ₃	0.05	0.019	2.0	0.41±0.21	-162.32±14.85

Таблица 2.2в - Результаты приливного анализа вариаций уровня воды в скважине 1309 по программе ETERNA 3.0

Волна	Амплитуда, ед. $\cdot 10^{-9}$ площадной деформации (нанострейны)	Амплитуда уровня воды, см	Сигнал/ шум	Амплитудный фактор см/нанострейн	Фазовый сдвиг, град
Q₁	2.04	0.24	42.9	0.076\pm0.017	-155.04\pm0.84
O₁	10.63	1.10	12.6	0.044\pm0.003	-177.45\pm4.54
M ₁	0.84	0.31	7.3	0.373 \pm 0.051	78.08 \pm 2.91
P ₁ S ₁	14.95	1.57	20.2	0.105 \pm 0.005	-143.69 \pm 0.27
J₁	0.84	0.116	11.0	0.138\pm0.013	-171.93\pm0.33
OO₁	0.46	0.130	18.4	0.142\pm0.014	-173.39\pm20.17
2N₂	0.27	0.057	11.3	0.154\pm0.076	-172.85\pm5.06
N ₂	1.70	0.37	7.8	0.097 \pm 0.012	-154.61 \pm 7.30
M₂	8.86	1.24	54.8	0.130\pm0.002	-150.35\pm1.05
L ₂	0.25	0.151	2.2	0.601 \pm 0.279	53.09 \pm 15.81
S₂K₂	4.12	0.6435	30.1	0.153\pm0.005	-168.71\pm1.90
M ₃	0.04	0.014	0.6	0.387 \pm 0.609	-173.97 \pm 17.57

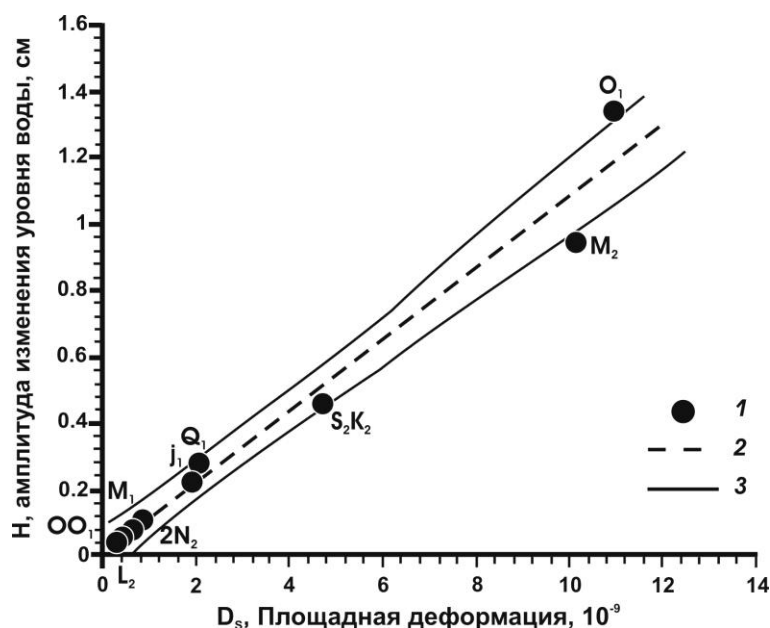


Рис. 2.3 - Характеристика приливного отклика уровня воды в скважине ЮЗ-5: 1 – Зависимость выделенных приливных амплитуд в изменениях уровня воды от величин теоретической приливной деформации (табл. 2.2а); 2 – тренд (линейная связь между этими величинами при значении коэффициента регрессии 0.93); 3 – 95% доверительный интервал для зависимости выделенных приливных амплитуд в изменениях уровня воды от величин теоретической приливной деформации.

На рис. 2.3 приводится соотношение между амплитудами приливных волн в изменениях уровня воды скважины ЮЗ-5 и теоретическими амплитудами деформации по модели приливного потенциала CTED [Wenzel, 1994]. Наблюдается линейная связь между этими величинами при значении коэффициента регрессии 0.93. Наличие сдвига линейной зависимости относительно нуля показывает, что оцененные амплитуды приливных волн в изменениях уровня воды могли быть завышены на 0.08 ± 0.247 см, что, вероятно, определяется средней амплитудой случайных шумовых вариаций уровня воды. Наклон линейной зависимости, связывающей выделенные амплитуды приливных изменений уровня и соответствующих величин площадной деформации, составляет 0.096 ± 0.004 см/10⁻⁹ (табл. 2.1). Эта величина представляется наиболее приемлемой в качестве характеристики приливной чувствительности A_s для скважины ЮЗ-5 во всем диапазоне приливных периодов [Копылова, Болдина, 2004, 2006; Болдина, Копылова, 2006].

На рис. 2.4 и 2.5 приводятся соотношения между амплитудами приливных волн в изменениях уровня воды и теоретическими амплитудами деформации по модели приливного потенциала CTED [Wenzel, 1994] для скважин 1303 и 1309 соответственно. Наблюдается линейная связь между этими величинами при значении коэффициента регрессии 0.85 для скважины 1303 и 0.93 для скважины 1309. Наклон линейной зависимости, связывающий амплитуды приливных изменений уровня и соответствующих величин площадной деформации для приливных волн, для скважины 1303 составляет 0.143 ± 0.01 см/10⁻⁹, а для скважины 1309 - 0.108 ± 0.01 см/10⁻⁹ (табл. 2.1). Эти величины представляются наиболее приемлемыми в качестве характеристики приливной чувствительности A_s для скважин 1303 и 1309 во всем диапазоне приливных периодов для каждой из скважин [Болдина, Копылова, 2007].

Полученные оценки барометрического и приливного откликов уровней воды в скважинах ЮЗ-5, 1303, 1309 и Е-1 (табл. 2.1) позволяют сопоставлять их с другими скважинами с известными характеристиками соответствующих откликов. В качестве наблюдательных систем - аналогов скважин ЮЗ-5, 1303 и 1309 могут рассматриваться 500-метровая скважина в районе станции Какамура (КМК), Япония, $E_b=0.57$, $A_s = 0.27$ см/10⁻⁹ [Igarashi, Wakita, 1991]; скважина «Обнинск», Калужская область, $E_b = 0.46$ [Багмет и др., 1989; Барабанов, 1984; Барабанов и др., 1988].

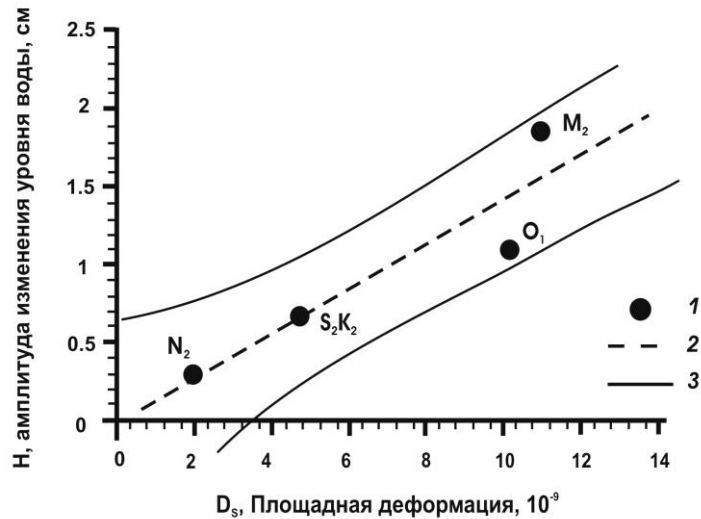


Рис. 2.4 – Характеристика приливного отклика уровня воды в скважине 1303: 1 – зависимость выделенных приливных амплитуд в изменениях уровня воды от величин теоретической приливной деформации (табл. 2.2б); 2 – тренд (линейная связь между этими величинами при значении коэффициента регрессии 0.85); 3 – 95% доверительный интервал для зависимости выделенных приливных амплитуд в изменениях уровня воды от величин теоретической приливной деформации

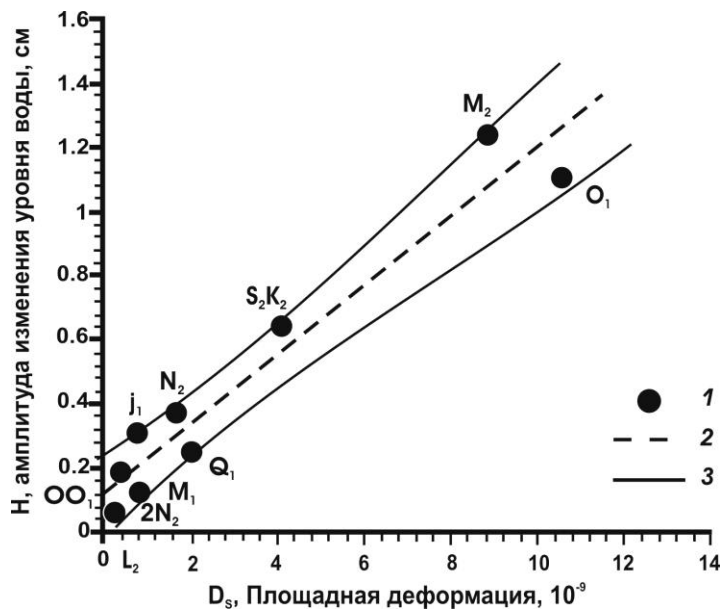


Рис. 2.5 – Характеристика приливного отклика уровня воды в скважине 1309: 1 – зависимость выделенных приливных амплитуд в изменениях уровня воды от величин теоретической приливной деформации (табл. 2.2в); 2 – тренд (линейная связь между этими величинами при значении коэффициента регрессии 0.93); 3 – 95% доверительный интервал для зависимости выделенных приливных амплитуд в изменениях уровня воды от величин теоретической приливной деформации

В случае скважины E-1 полных аналогов по литературным данным не обнаружено. Примерным аналогом скважины E-1 может служить скважина BV, Калифорния, Паркфилдский полигон, глубиной 30 м [Roeloffs, 1998]. Для этой скважины, при отсутствии приливных вариаций уровня воды, фиксируется барометрический отклик с величиной $E_b = 0.86-0.91$ на периодах от 1 до 8 суток. Также как и для скважины E-1, в водовмещающих породах, вскрытых скважиной BV, предполагается присутствие газа. Кроме этого, в изменениях уровня воды скважины BV, также как и для скважины E-1, отмечается одинаковый тип постсейсмического отклика, проявляющийся в длительных повышениях уровня воды после землетрясений. Отличие скважины BV от скважины E-1 заключается в отсутствии частотной зависимости барометрического отклика на периодах порядка первых суток. В случае скважины BV для данного диапазона периодов может приниматься гипотеза о статически изолированных условиях в водовмещающих породах. Кроме этого, в скважине BV инерционный эффект течения воды в области приливных периодов проявлен значительно слабее, поэтому отсутствие приливного отклика в изменениях ее уровня связано, в основном, не с процессом замедленного водообмена между скважиной и вскрытыми ею водовмещающими породами, а исключительно с повышенной сжимаемостью порового флюида из-за присутствия газа [Roeloffs, 1998; Копылова, 2001; Копылова, Болдина, 2004, 2006].

В случае скважины E-1 наблюдается очевидная зависимость отклика уровня воды от периода и интенсивности внешнего воздействия. При увеличении периода и амплитуды возмущения способность уровня воды в скважине E-1 откликаться на изменения напряженного состояния водовмещающих пород повышается. Возможно, это связано с особенностями фазового состояния порового флюида в зависимости от периода и интенсивности внешних воздействий [Копылова, 2001; Копылова, Болдина, 2004, 2006].

2.3. Оценка упругих и фильтрационных свойств водовмещающих пород по данным уровнемерных наблюдений на скважинах

Скважины ЮЗ-5, 1303 и 1309 имеют постоянный барометрический отклик и фазу -180° для периодов более 6 часов (скв. ЮЗ-5), для периодов более 20 часов (скв. 1303 и 1309). В суточном диапазоне вариаций ослабление барометрического отклика не наблюдается, что указывает на хорошую изоляцию водовмещающих пород от грунтовых вод и на отсутствие в

них значимых вертикальных течений. Поэтому величины E_b (табл. 2.1) являются представительными статически изолированными барометрическими эффективностями для этих скважин [Rojstaczer, 1988; Копылова, Болдина, 2004, 2006; Болдина, Копылова, 2006]. В диапазоне приливных периодов для скважин ослабление барометрического отклика тоже не наблюдается. Это указывает на регистрацию неискаженного отклика порового давления на приливные деформации водовмещающих пород по равномерным данным.

Так как величина сжимаемости твердой фазы скелета водовмещающей породы β_u не известна, то, принимая $\beta_u=0$, по формулам (1.19) – (1.23) можно получить верхние пределы дренированной сжимаемости скелета β , пористости ϕ , удельной упругой емкости S_s и нижние пределы коэффициента Скемптона B и модуля сдвига G для водовмещающих пород, вскрытых скважинами ЮЗ-5, 1303 и 1309.

В расчетах принимались следующие величины:

- 1) сжимаемость жидкости (холодная пресная вода без газа) $\beta_f = 4.4 \cdot 10^{-10} \text{ Па}^{-1}$;
- 2) плотность воды $\rho = 1.0 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$;
- 3) ускорение силы тяжести $g = 9.8 \text{ м/с}^2$;
- 4) коэффициент Пуассона для условий оттока воды (дренированные условия) $\nu = 0.25$ и коэффициент Пуассона (недренированные условия) $\nu_u = 0.3$.

Результаты расчета для этих скважин представлены в таблицах 2.3а, 2.3б и 2.3в соответственно.

Если принять величину сжимаемости твердой фазы скелета равной величине недренированной сжимаемости кварца $\beta_u = 0.3 \cdot 10^{-10} \text{ Па}^{-1}$ [Roeloffs, 1998; Igarashi, Wakita, 1991; Копылова, Болдина, 2004, 2006; Болдина, Копылова, 2006], то можно получить приблизительные оценки пористости и упругих параметров водовмещающих пород (табл. 2.4а, 2.4б и 2.4в). Оценочный характер полученных величин следует, например, из некоторого различия величин параметров, определяемых для различных приливных волн. Однако, сравнение полученных величин β , G , B , S_s и ϕ с величинами пороупругих параметров для водовмещающих пород, вскрытых скважинами - аналогами, указывает на их примерное соответствие. Кроме этого, сравнение полученных величин с данными петрофизических исследований пород и расчетов, выполненных авторами работы [Van der Kamp, Gale, 1983] для водовмещающих пород, сложенных песчаниками, показывает, что

Таблица 2.3а - Оценки диапазона изменения упругих параметров и пористости водовмещающих пород по выделенным волнам из приливного анализа, скважина ЮЗ-5, при $\beta_u = 0$

Волны	Барометрическая эффективность E_b см/гПа	Приливно- чувствительность A_s м/10 ⁻⁷	Дренажная сжимаемость скелета β Па ⁻¹ ·10 ⁻¹¹	Модуль сдвига G Па·10 ¹⁰	Коэффициент Скемптона B	Удельная упругая емкость S_s м ⁻¹ ·10 ⁻⁷	Пористость ϕ
N ₂	0.39	0.13	<14.7	>0.41	>0.65	<22.1	<0.18
M ₂	0.39	0.088	<21.8	>0.27	>0.65	<32.7	<0.26
O ₁	0.39	0.118	<16.2	>0.37	>0.65	<24.4	<0.20
Q ₁	0.39	0.150	<12.8	>0.47	>0.65	<19.2	<0.15
	0.39	0.096*	<19.9*	>0.30*	>0.65*	<29.97*	<0.24*

Примечание: * - характерное значение для диапазона приливных периодов (рис. 2.10б).

Таблица 2.3б - Оценки диапазона изменения упругих параметров и пористости водовмещающих пород по выделенным волнам из приливного анализа, скважина 1303, при $\beta_u = 0$

Волны	Барометрическая эффективность E_b см/гПа	Приливно- чувствительность A_s м/10 ⁻⁷	Дренажная сжимаемость скелета β Па ⁻¹ ·10 ⁻¹¹	Модуль сдвига G Па·10 ¹⁰	Коэффициент Скемптона B	Удельная упругая емкость S_s м ⁻¹ ·10 ⁻⁷	Пористость ϕ
M ₂	0.43	0.11	<14.7	>0.40	>0.61	<23.5	<0.21
O ₁	0.43	0.17	<9.5	>0.62	>0.61	<15.2	<0.14
	0.43	0.143*	<11.3*	>0.52*	>0.61*	<18.1*	<0.16*

Примечание: * - характерное значение для диапазона приливных периодов (рис. 2.11).

Таблица 2.3в - Оценки диапазона изменения упругих параметров и пористости водовмещающих пород по выделенным волнам из приливного анализа, скважина 1309, при $\beta_u = 0$

Волны	Барометрическая эффективность E_b см/гПа	Приливная чувствительность A_s м/10 ⁻⁷	Дренированная сжимаемость скелета β Па ⁻¹ ·10 ⁻¹¹	Модуль сдвига G Па·10 ¹⁰	Коэффициент Скемптона B	Удельная упругая емкость S_s м ⁻¹ ·10 ⁻⁷	Пористость ϕ
M ₂	0.45	0.130	<11.5	>0.52	>0.59	<18.9	<0.17
O ₁	0.45	0.044	<34.7	>0.18	>0.59	<56.4	<0.52
	0.45	0.108*	<13.8*	>0.43*	>0.59*	<22.8*	<0.21*

Примечание: * - характерное значение для диапазона приливных периодов (рис. 2.11).

Таблица 2.4а - Оценка упругих параметров и пористости водовмещающих пород по выделенным волнам из приливного анализа, скважина ЮЗ-5, при $\beta_u = 0.3 \cdot 10^{-10}$ Па⁻¹ (кварц)

Волны	Барометрическая эффективность E_b см/гПа	Приливная чувствительность A_s м/10 ⁻⁷	Дренированная сжимаемость скелета β Па ⁻¹ ·10 ⁻¹¹	Модуль сдвига G Па·10 ¹⁰	Коэффициент Скемптона B	Удельная упругая емкость S_s м ⁻¹ ·10 ⁻⁷	Пористость ϕ
N ₂	0.39	0.13	10.0	0.6	0.67	13.4	0.08
M ₂	0.39	0.088	17.1	0.35	0.66	24.2	0.17
O ₁	0.39	0.118	11.5	0.52	0.67	15.7	0.10
Q ₁	0.39	0.150	8.1	0.74	0.68	10.4	0.06
	0.39	0.096*	15.2*	0.39*	0.67*	21.4*	0.15*

Примечание: * - характерное значение для всего диапазона приливных периодов.

Таблица 2.4б - Оценка упругих параметров и пористости водовмещающих пород по выделенным волнам из приливного анализа, скважина 1303, при $\beta_u = 0.3 \cdot 10^{-10} \text{ Па}^{-1}$ (кварц)

Волны	Барометрическая эффективность E_b см/гПа	Приливая чувствительность A_s м/10 ⁻⁷	Дренируемая сжимаемость скелета β Па ⁻¹ ·10 ⁻¹¹	Модуль сдвига G Па·10 ¹⁰	Коэффициент Скемптона B	Удельная упругая емкость S_s м ⁻¹ ·10 ⁻⁷	Пористость ϕ
M ₂	0.43	0.11	10.8	0.57	0.63	15.3	0.11
O ₁	0.43	0.17	5.6	1.1	0.65	6.9	0.03
	0.43	0.143*	7.4*	0.81*	0.64*	9.8*	0.06*

Примечание: * - характерное значение для всего диапазона приливных периодов.

Таблица 2.4в - Оценка упругих параметров и пористости водовмещающих пород по выделенным волнам из приливного анализа, скважина 1309, при $\beta_u = 0.3 \cdot 10^{-10} \text{ Па}^{-1}$ (кварц)

Волны	Барометрическая эффективность E_b , см/гПа	Приливая чувствительность A_s м/10 ⁻⁷	Дренируемая сжимаемость скелета β Па ⁻¹ ·10 ⁻¹¹	Модуль сдвига G Па·10 ¹⁰	Коэффициент Скемптона B	Удельная упругая емкость водовмещающих пород S_s м ⁻¹ ·10 ⁻⁷	Пористость ϕ
M ₂	0.45	0.130	7.84	0.76	0.61	10.8	0.07
O ₁	0.45	0.044	3.03	0.20	0.60	48.8	0.44
	0.45	0.108*	10.2*	0.72*	0.61*	29.7*	0.09*

Примечание: * - характерное значение для всего диапазона приливных периодов.

величины упругих параметров и пористости из таблиц 2.4а, 2.4б и 2.4в хорошо согласуются с данным из [Van der Kamp, Gale, 1983].

Частотная зависимость барометрического отклика уровня воды в скважине Е-1 в диапазоне часовых и суточных периодов (рис. 2.2) указывает на нестационарные условия формирования отклика уровня воды на вариации порового давления в водовмещающих породах.

Скважина Е-1 не реагирует на приливы, поэтому величина A_s для нее не установлена. В данном случае невозможность оценки параметров водовмещающих пород описанным выше способом обусловлена присутствием газовой фазы в поровом флюиде и, по-видимому, зависимостью его сжимаемости от порового давления [Копылова, Болдина, 2004, 2006; Болдина, Копылова, 2006].

Оценка связи упругих параметров водовмещающих пород и величин E_b и A_s . В работах [Igarashi, Wakita, 2001; Matsumoto, Roeloffs, 2003; Roeloffs, 1998; Rojstaczer, Agnew, 1989; Копылова, Болдина, 2006; Болдина, Копылова, 2013] показано, что для оценки упругих параметров водовмещающих пород можно использовать экспериментально определенные величины барометрической эффективности E_b и приливной чувствительности уровня воды A_s по данным уровнемерных наблюдений (формулы (1.19) – (1.23)). Но такой метод оценивания упругих параметров водовмещающих пород имеет ограничения и не всегда может применяться. Поэтому среди многообразия гидрогеологических обстановок и особенностей формирования гидродинамического режима наблюдательных скважин следует определить условия, когда может применяться метод оценивания упругих параметров по данным уровнемерных наблюдений [Болдина, Копылова, 2013].

На рис. 2.6 приводятся диаграммы [Болдина, Копылова, 2013], показывающие связь упругих параметров водовмещающих пород и величин E_b и A_s по (1.19) – (1.23).

При построении графиков (рис. 2.6) использовались табличные величины сжимаемости порового флюида β_f , плотности ρ величина ускорение силы тяжести g , сжимаемость твердой фазы скелета породы β_u принималась равной сжимаемости кварца [Roeloffs, 1998], величина коэффициента Пуассона (дренированные условия) принималась равной $\nu=0.25$.

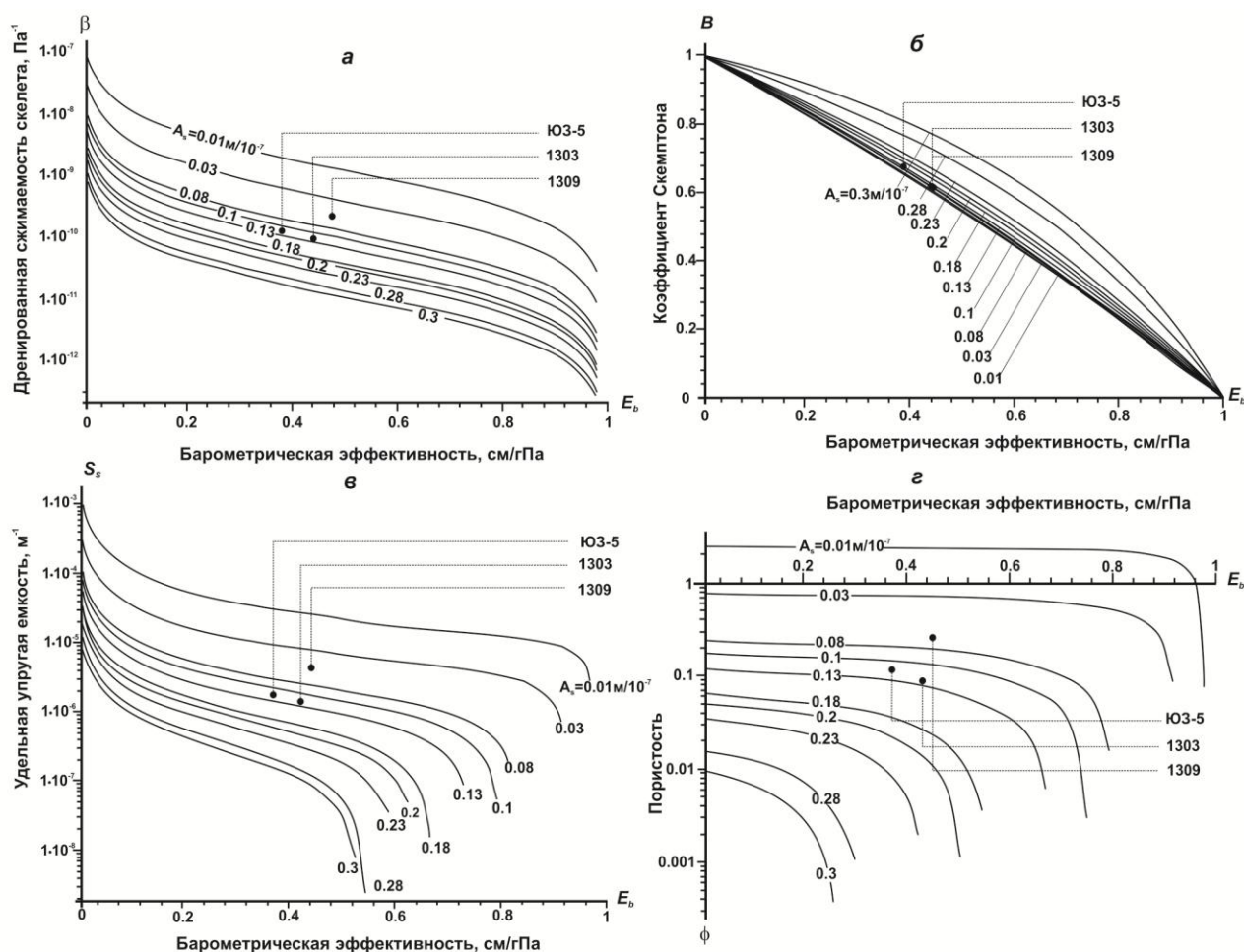


Рис. 2.6 - Связь упругих параметров водовмещающих пород, вскрытых пьезометрической скважиной: *а* - сжимаемости скелета водовмещающей породы β по (1.19), *б* - коэффициента Скемптона B по (1.20), *в* - удельной упругой емкости S_s по (1.22), *г* - пористости водовмещающих пород ϕ по (1.23), и величин барометрической эффективности E_b и приливной чувствительности уровня воды A_s для статически изолированных условий в системе «скважина – водовмещающая порода».

На рис. 2.6а показано, что сжимаемость скелета породы β уменьшается при росте величин A_s и E_b . С учетом диапазонов изменения величин E_b и A_s для реальных скважин [Болдина, Копылова, 2013], наиболее характерные значения сжимаемости скелета породы составляют $7 \cdot 10^{-12} - 2 \cdot 10^{-10} \text{ Па}^{-1}$.

Величина коэффициента Скемптона B может изменяться от 0.22 до 0.9 и закономерно уменьшается с увеличением E_b и незначительно увеличивается с ростом A_s (рис. 2.6б). В большей степени величина B связана с величиной барометрической эффективности E_b .

Величина удельной упругой емкости плавно уменьшается с увеличением E_b и A_s (рис.2.6в). Вместе с тем, при оценке величины S_s необходимо учитывать следующие очевидные ограничения. S_s может изменяться от $1.5 \cdot 10^{-5}$ до 10^{-4} м^{-1} при $A_s = 0.01 \text{ м}/10^{-7}$ и $E_b = 0.12\text{--}0.80 \text{ см/гПа}$;

$$S_s = 3 \cdot 10^{-6} \text{--} 3 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1} \text{ при } A_s = 0.03 \text{ м}/10^{-7} \text{ и } E_b = 0.12\text{--}0.80 \text{ см/гПа};$$

$$S_s = 3.5 \cdot 10^{-7} \text{--} 9 \cdot 10^{-6} \text{ м}^{-1} \text{ при } A_s = 0.08 \text{ м}/10^{-7} \text{ и } E_b = 0.12\text{--}0.80 \text{ см/гПа};$$

$$S_s = 5.5 \cdot 10^{-8} \text{--} 7 \cdot 10^{-6} \text{ м}^{-1} \text{ при } A_s = 0.1 \text{ м}/10^{-7} \text{ и } E_b = 0.12\text{--}0.79 \text{ см/гПа};$$

$$S_s = 10^{-7} \text{--} 5 \cdot 10^{-6} \text{ м}^{-1} \text{ при } A_s = 0.13 \text{ м}/10^{-7} \text{ и } E_b = 0.12\text{--}0.73 \text{ см/гПа};$$

$$S_s = 1.5 \cdot 10^{-8} \text{--} 3 \cdot 10^{-6} \text{ м}^{-1} \text{ при } A_s = 0.18 \text{ м}/10^{-7} \text{ и } E_b = 0.12\text{--}0.66 \text{ см/гПа}.$$

Величина пористости ϕ по (1.23) и с учетом (1.19)–(1.22) определяется, в основном, величиной приливной чувствительности уровня воды A_s . С ростом A_s она уменьшается (рис.2.6г). При увеличении барометрической эффективности E_b величина ϕ весьма слабо уменьшается.

При оценке ϕ также необходимо учитывать следующие ограничения. Величина ϕ не может оцениваться при низкой величине приливной чувствительности уровня воды ($A_s \approx 0.01 \text{ м}/10^{-7}$).

Если $A_s = 0.03 \text{ м}/10^{-7}$, то при $E_b = 0.12\text{--}0.80 \text{ см/гПа}$ величина ϕ может принимать значения в диапазоне от 45 до 70%.

При $A_s = 0.08 \text{ м}/10^{-7}$ и $E_b = 0.12\text{--}0.80 \text{ см/гПа}$ величина ϕ может составлять 1.5–22%.

При $A_s = 0.10 \text{ м}/10^{-7}$ и $E_b = 0.12\text{--}0.75 \text{ см/гПа}$ величина ϕ может изменяться от 1 до 15%.

При $A_s = 0.13 \text{ м}/10^{-7}$ и $E_b = 0.12\text{--}0.65 \text{ см/гПа}$ диапазон значений пористости сокращается ($\phi = 1\text{--}10\%$).

Если $A_s = 0.18 \text{ м}/10^{-7}$ и $E_b = 0.12\text{--}0.52 \text{ см/гПа}$, то водовмещающая порода характеризуется малыми величинами пористости ($\phi = 1\text{--}6\%$).

Выполненный анализ показывает, что определение величин E_b и A_s по данным синхронной регистрации уровня воды и атмосферного давления в пьезометрической скважине позволяет оценивать по (1.19)–(1.23) упругие параметры и пористость

водовмещающих пород. Наиболее надежные оценки можно получить для величин сжимаемости скелета породы β и коэффициента Скемптона B . Менее надежные оценки могут быть получены для величин удельной упругой емкости S_s и пористости водовмещающей породы ϕ . Для этих параметров по данным о E_b и A_s можно лишь определять возможные диапазоны величин [Болдина, Копылова, 2013].

Для скважин ЮЗ-5, 1303 и 1309 оцененные величины сжимаемости скелета породы, коэффициента Скемптона, удельной упругой емкости и пористости удовлетворяют полученным ограничениям для этих величин (рис. 2.6).

2.4. Оценка инерционного эффекта водообмена между скважинами и вскрытыми ими водовмещающими породами

В скважинах может происходить искажение отклика уровня воды на изменения порового давления вследствие инерционности водообмена между скважиной и водовмещающей породой в диапазоне периодов секунды – минуты – первые часы. На больших периодах искажение отклика уровня воды может происходить из-за диссипации упругих импульсов порового давления течением воды [Болдина, Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2006].

Фактор инерционности водообмена между водовмещающей породой и стволом скважины на малых периодах необходимо учитывать для каждой наблюдательной скважины. В соответствии с моделью [Hsieh et al., 1987] проявление фактора инерционности определяется строением скважины и фильтрационными свойствами пород.

Оценим величину искажений отклика уровня воды в скважинах ЮЗ-5, 1303 и 1309 на изменения порового давления. На основании гипотезы о статически изолированных условиях в водовмещающих породах, вскрытых скважинами, и оцененных величин E_b и A_s рассчитаны параметры водовмещающих пород: дренированная сжимаемость скелета породы β , модуль сдвига G , коэффициент Скемптона B , удельная упругая емкость S_s и пористость водовмещающих пород ϕ (табл. 2.4).

Величина упругой емкости водовмещающих пород оценивалась по формуле

$$S = S_s d, \quad (2.1)$$

где d - суммарная мощность зон водопритока.

Для скважины ЮЗ-5 принималась $d=100$ м, для скважины 1303 – 200 м и для скважины 1309 – 27 м. Отсюда величины S составляют $21.4 \cdot 10^{-5}$ для водовмещающих пород, вскрытых скважиной ЮЗ-5, $20 \cdot 10^{-5}$ – вскрытых скважиной 1303 и $8 \cdot 10^{-5}$ – вскрытых скважиной 1309. При радиусах скважин $r_w=0.084$ м и $r_c=0.123$ м (скважина ЮЗ-5), $r_w=0.046$ м и $r_c=0.122$ м (скважина 1303), $r_w=0.084$ м и $r_c=0.136$ м (скважина 1309), суммарной мощности зон водопритока и заданных величинах коэффициента фильтрации k от $2 \cdot 10^{-9}$ м/с до $2 \cdot 10^{-6}$ м/с [Van der Kamp, Gale, 1983] получаем оценку для параметра $T/r_c^2=1.3 \cdot 10^{-5}$ – $1.3 \cdot 10^{-2}$ с⁻¹ (скважина ЮЗ-5), $2.7 \cdot 10^{-5}$ – $2.7 \cdot 10^{-2}$ с⁻¹ (скважина 1303) и $2.9 \cdot 10^{-6}$ – $2.9 \cdot 10^{-3}$ с⁻¹ (скважина 1309) [Болдина, Копылова, 2006, 2008; Копылова, Болдина, 2006].

По данным откачек величина T/r_c^2 для скважины ЮЗ-5 составляет $6 \cdot 10^{-3}$ с⁻¹, для скважины 1303 – $1.7 \cdot 10^{-3}$ с⁻¹ и для скважины 1309 – $7 \cdot 10^{-3}$ с⁻¹. Эти величины находятся в соответствующих диапазонах значений, полученных по приливному и барометрическому откликам уровня воды.

Графики амплитудного соотношения A (1.33) и сдвига фаз η (1.34) при различных значениях T/r_c^2 и Sr_w^2/r_c^2 для скважин ЮЗ-5, 1303 и 1309 представлены на рис. 2.7, 2.8 и 2.9 соответственно.

При соответствующих значениях k или T/r_c^2 , на периодах секунды – минуты вариации уровня воды в скважинах по отношению к изменениям напора подобны низкочастотным фильтрам с малыми величинами амплитудного соотношения A (≤ 0.2). С увеличением периодов в диапазоне примерно от 30 минут до часов наблюдается рост величины A с достижением максимального значения ($A=1$), при котором инерционный эффект водообмена между скважиной и водовмещающими породами практически не влияет на связь между вариациями напора и уровня воды [Болдина, Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2006].

Наблюдается хорошее соответствие между теоретическими оценками максимальных периодов проявления эффекта инерционности водообмена и поведением амплитудной передаточной функции между вариациями атмосферного давления и изменениями уровня воды для всех трех скважин (рис. 2.1, 2.7, 2.8, 2.9). Для скважины ЮЗ-5 достижение величины $A=1$ происходит на периоде ~6 ч, для скважин 1303 и 1309 – ~20 ч. Теоретические периоды примерно соответствуют минимальным периодам стабилизации амплитудной

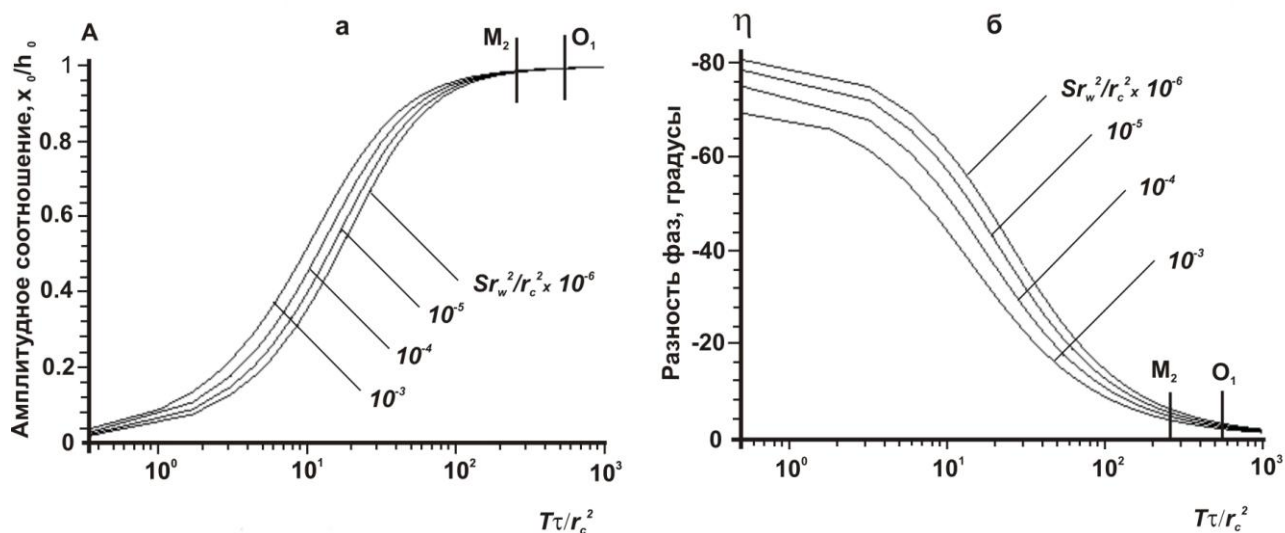


Рис.2.7 - Графики изменений сдвига при различных значениях T/r_c^2 и Sr_w^2/r_c^2 для скважины ЮЗ-5: а - амплитудное соотношение между изменениями уровня воды в скважине и гидростатического напора; б - фазовое запаздывание.

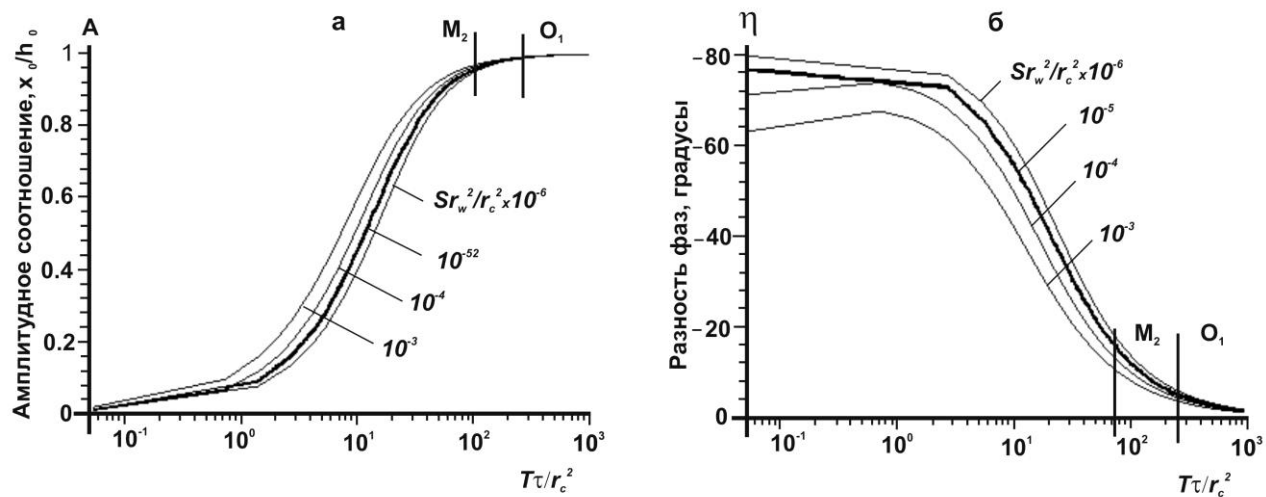


Рис.2.8 - Графики изменений сдвига при различных значениях T/r_c^2 и Sr_w^2/r_c^2 для скважины 1303: а - амплитудное соотношение между изменениями уровня воды в скважине и гидростатического напора; б - фазовое запаздывание.

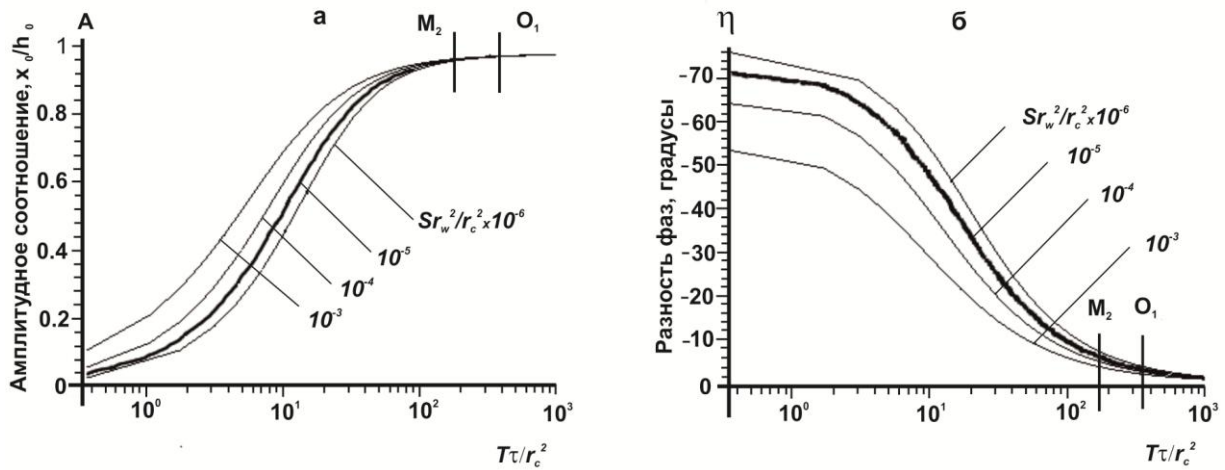


Рис.2.9 - Графики изменений сдвига при различных значениях T/r_c^2 и Sr_w^2/r_c^2 для скважины 1309: а - амплитудное соотношение между изменениями уровня воды в скважине и гидростатического напора; б - фазовое запаздывание.

передаточной функции от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды для соответствующих скважин (табл. 2.1) и показывают определенную связь частотной зависимости барометрического отклика уровня воды в области малых периодов от параметров инерционности водообмена между скважиной и водовмещающими породами.

На длинных периодах, соответствующих приливным воздействиям, величина A приближается к 1, т.е. в этом диапазоне искажение отклика уровня воды на изменение порового давления практически не ожидается в скважине ЮЗ-5 и 1309. Для скважины 1303 на периоде волны M_2 величина A составляет 0.98, а для периодов волн суточной группы величина амплитудного соотношения равна 1.

Фазовое искажение η на малых периодах ($\tau \leq 1$ мин) достигает -75° для скважины ЮЗ-5, -77° для скважины 1303 и для скважины 1309 - 72° . На длинных периодах сдвиг фаз между вариациями гидростатического напора и вариациями уровня воды в скважине ЮЗ-5 составляет для волн $M_2 \approx -4^\circ$, $O_1 \approx -3^\circ$ (рис. 2.7б) [Болдина, Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2006], для скважины 1303 - $M_2 \approx -16^\circ$, $O_1 \approx -2^\circ$ (рис. 2.8б) и для скважины 1309 - $M_2 \approx -6^\circ$, $O_1 \approx -2^\circ$ (рис. 2.9б).

В диапазоне приливных периодов $\tau \approx 12-27$ ч величины амплитудного соотношения для двух скважин (ЮЗ-5, 1309) - $A = x_0/h_0 \approx 1$ при величинах параметра T/r_c^2 более 10^2 (рис.

2.7а, рис. 2.9а), а теоретическое фазовое запаздывание η не превышает -6° (рис. 2.7б, рис. 2.9б). Для периодов приливных волн M_2 ($\tau \approx 12.42$ ч) и O_1 ($\tau \approx 25.82$ ч) параметр T/r_c^2 систематически больше 150 (параметр T/r_c^2 для волны M_2 равен ~ 268 для скважины ЮЗ-5 и ~ 183 для скважины 1309; для волны O_1 - ~ 557 для скважины ЮЗ-5 и ~ 387 для скважины 1309) (рис. 2.7, 2.9).

Полученные зависимости амплитудного соотношения между вариациями уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и 1309 и изменениями порового давления служат косвенным подтверждением правильности приведенных оценок пороупругих параметров водовмещающих пород на относительно длинных периодах, соответствующих приливным воздействиям (табл. 2.4а, 2.4в).

Для скважины 1303 параметр T/r_c^2 для периода приливной волны M_2 ($\tau \approx 12.42$ ч) равен ~ 72 и для O_1 ($\tau \approx 25.82$ ч) равен ~ 149 (рис. 2.8). Из рисунка 2.8 видно, что величина приливной чувствительности по волне M_2 искажена за счет инерционного эффекта течения воды в и из скважины. Поэтому более надежным определением упругих параметров водовмещающих пород, вскрытых скважиной 1303 будет, если взять приливную чувствительность по волне O_1 . Соответствующие упругие параметры водовмещающих пород представлены в таблице 2.4б.

Для статически изолированных условий в водовмещающих породах выполняется линейная зависимость изменений порового давления Δp от изменения объемной деформации водовмещающих пород $\Delta \varepsilon$ по (1.7) [Roeloffs, 1988].

Если в (1.7) подставить величины теоретической приливной деформации для волн M_2 ($10.18 \cdot 10^{-9}$) и O_1 ($10.97 \cdot 10^{-9}$) в скважине ЮЗ-5, а также вычисленные величины коэффициента Скемптона B , модуля сдвига G (табл. 2.4а) для этой скважины и принятую величину недренированного коэффициента Пуассона $\nu_u = 0.3$, то можно оценить ожидаемые теоретические амплитуды приливных вариаций порового давления Δp в водовмещающих породах, вскрытых скважиной ЮЗ-5, без существенного искажения за счет инерционного эффекта водообмена [Болдина, Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2006].

Перевод величин Δp в эквивалентные амплитуды изменения уровня воды Δh показывает, что в скважине ЮЗ-5 для волны M_2 ожидается теоретическая амплитуда изменения уровня 0.49 см, O_1 – 0.8 см.

Расчетные величины по (1.7) меньше на 0.4-0.5 см соответствующих амплитуд, полученных из приливного анализа (табл. 2.2а). Т.е. в случае скважины ЮЗ-5 различие в оценках теоретических амплитуд и амплитуд, полученных из приливного анализа экспериментальных данных, составляет порядка 50%.

Не более определенной является и правильность соответствия между теоретическим фазовым сдвигом η (менее 6°) и величинами разности фаз между расчетным земным приливом и изменениями уровня воды в скважине. В случае вскрытия скважиной изолированных водовмещающих пород, при отсутствии инерционных эффектов водообмена и без учета океанической нагрузки, разность фаз между приливной волной и изменением уровня воды должна составлять -180° . Отсюда можно оценить запаздывание для хорошо выделяемых волн в скважине ЮЗ-5 - O_1 (-6°), M_2 (-20°) (табл.2.2а) [Болдина, Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2006].

Полученное несоответствие для волны M_2 в скважине ЮЗ-5 на $\sim 16^\circ$, скорее всего, связано с недоучетом влияния океанического прилива на изменение уровня воды в скважине (скважина ЮЗ-5 расположена примерно в 15 км от берега Авачинской бухты).

Более точные оценки параметров водовмещающих пород, скважины и построение адекватной модели отклика уровня воды на изменение напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород могут быть получены при комплексировании уровнемерных и деформометрических наблюдений на этой скважине с учетом океанического приливного воздействия [Болдина, Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2006].

2.5. Выводы

1. По данным синхронных наблюдений за вариациями уровня воды и атмосферного давления в скважинах Е-1, ЮЗ-5, 1303 и 1309 исследован барометрический отклик и выполнена оценка величины барометрической эффективности E_b в диапазоне часовых-суточных периодов.

Для скважины ЮЗ-5 в диапазоне вариаций уровня воды и атмосферного давления от 6 часов до десятков суток величина E_b постоянна и равна 0.39 см/гПа при разности фаз -180° , для скважины 1303 и 1309 в диапазоне вариаций уровня воды и атмосферного давления от 20 часов до десятков суток величина E_b постоянна и равна 0.43 см/гПа для скважины 1303 и 0.45 см/гПа для скважины 1309 при разности фаз -180° . Это позволяет принять гипотезу о

статически изолированных условиях в водовмещающих породах, вскрытых скважинами ЮЗ-5, 1303 и 1309.

Для скважины Е-1 обнаружена частотная зависимость изменения барометрического отклика в диапазоне периодов часы – сутки – десятки суток. При увеличении периода вариаций атмосферного давления происходит рост величины E_b от ~ 0.01 до 0.135 см/гПа при увеличении разности фаз от -106° до -166° . Особенности барометрического отклика и отсутствие приливного отклика уровня воды в скважине Е-1 обусловлены наличием свободного газа в поровом флюиде, затрудненной связью между водовмещающими породами и скважиной, а также, возможно, зависимостью отклика уровня воды от периода и амплитуды воздействия.

2. На основании приливного анализа данных урвнемерных наблюдений на скважинах ЮЗ-5, 1303 и 1309 (с использованием программы ETERNA 3.0) оценены величины приливной чувствительности по отношению к площадной деформации A_s для каждой из скважин. Для скважины ЮЗ-5 A_s равна 0.096 см/ 10^{-9} , для скважины 1303 - 0.17 см/ 10^{-9} , для скважины 1309 - 0.108 см/ 10^{-9} . Уровень воды в скважине Е-1 не реагирует на приливы, поэтому величина A_s для нее не установлена.

3. На основании полученных величин приливной чувствительности уровня воды A_s и барометрической эффективности E_b оценены параметры водовмещающих пород, вскрытых скважинами ЮЗ-5, 1303 и 1309, - дренированная сжимаемость скелета породы β , модуль сдвига G , коэффициент Скемптона B , удельная упругая емкость S_s и пористость водовмещающих пород ϕ .

Для скважин ЮЗ-5, 1303 и 1309 оцененные величины сжимаемости скелета породы, коэффициента Скемптона, удельной упругой емкости и пористости удовлетворяют ограничениям, полученным для этих величин из анализа связи упругих параметров водовмещающих пород и величин E_b и A_s при статически изолированных условиях.

Кроме этого, сравнение полученных величин с данными петрофизических исследований пород и расчетов, выполненных авторами работы [Van der Kamp, Gale, 1983] для водовмещающих пород, сложенных песчаниками, показывает, что величины упругих параметров и пористости хорошо согласуются с данным из [Van der Kamp, Gale, 1983].

Для скважины Е-1 невозможно оценить упругие параметры водовмещающих пород таким способом.

4. На основе модели инерционного водообмена между скважиной и вскрытыми ею водовмещающими породами построены теоретические зависимости отклика уровня воды в скважинах ЮЗ-5, 1303 и 1309 на периодические изменения порового давления во вскрытых водовмещающих породах в диапазоне минутных и часовых периодов, учитывающие геометрию скважин, упругие и фильтрационные параметры водовмещающих пород.

Установлено, что на периодах более 6 ч для скважины ЮЗ-5 и более 20 ч для скважин 1303 1309 амплитудное соотношение A между вариациями напора и изменениями уровня воды в скважине практически равно единице. Отсюда следует, что для скважины ЮЗ-5 инерционный эффект водообмена не оказывает существенного влияния на амплитуду проявления приливного отклика в изменениях уровня воды. Для скважины 1309 в диапазоне приливных периодов эффектом водообмена можно пренебречь, т. к. амплитудное соотношение A между вариациями напора и изменениями уровня воды в скважине составляет 0.98-0.99, для скважины 1303 величина приливной чувствительности по волне M_2 искажена за счет инерционного эффекта течения воды в и из скважины. Поэтому для более надежного определения упругих и фильтрационных параметров водовмещающих пород, вскрытых скважиной, использовалась приливная чувствительность, полученная по приливной волне O_1 .

Результаты моделирования согласуются с изменением амплитудных передаточных функций от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды в скважинах и показывают, что на периодах, соответствующих диапазону действия приливных и медленных сейсмотектонических вариаций напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород (часы - десятки суток), искажение отклика уровня воды в скважинах на изменения порового давления не ожидается.

Для проверки соответствия теоретической модели по фазовому сдвигу необходимо проведение синхронной регистрации уровня воды и приливных деформаций в районе скважин.

Глава 3. ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ ВАРИАЦИЙ УРОВНЯ ВОДЫ В СИСТЕМАХ «СКВАЖИНА – ВОДОВМЕЩАЮЩАЯ ПОРОДА» НА ПРИМЕРЕ СКВАЖИН ЮЗ-5 И 1309

В главе 3 представлены результаты моделирования гидрогеодинамических процессов формирования гидрогеосейсмических вариаций, обнаруженных в изменениях уровней воды в скважинах ЮЗ-5, 1309, при различных механизмах сейсмического воздействия. Использовались теоретические модели, представленные в главе 1, разделе 1.3.

3.1. Моделирование эффекта сейсмического воздействия на поведение системы «скважина - водовмещающая порода» при прохождении сейсмических волн от сильных удаленных землетрясений

Отклик уровня воды в скважине ЮЗ-5 на Суматра-Андаманское землетрясение (рис. 1.11Г). 26 декабря 2004 года в 0 часов 58 минут в районе острова Суматра, Индонезия, произошло землетрясение с магнитудой $M_w=9$, которое вызвало катастрофическое цунами и огромные человеческие жертвы в странах Юго-Восточной Азии. Координаты эпицентра землетрясения 3.30° с. ш. и 95.78° в. д., глубина 10 км, эпицентральный расстояние R до скважины ЮЗ-5 составляет 8250 км. Это землетрясение было зарегистрировано на сейсмостанции Петропавловск (53.024° с. ш., 158.653° в. д.), расположенной на расстоянии около 20 км от скважины ЮЗ-5. Сейсмические волны на сейсмостанции Петропавловск регистрировались более 50 минут: с 1 часа 10 минут до примерно двух часов. Амплитуда вертикального смещения достигала 2 см (рис. 3.1) [Копылова, Болдина, 2005, 2006, 2007; Болдина, Копылова, 2006, 2007].

В спектре мощности смещений по каналу LHZ выделяются два максимума на периодах 17-20 с и примерно 45 с (рис. 3.2а). Максимальная мощность смещений приходится на поверхностные волны с периодом около 45 с. На рис. 3.2б представлен динамический спектр мощности смещений по каналу LHZ, построенный в окне 10 минут с шагом 2 минуты. Длина записи составляет 365 минут и включает 5 минут до вступления Р-волн и 360 минут после вступления Р-волн.

Прохождение сейсмических волн от этого землетрясения вызвало заметные колебания уровня воды в скважине ЮЗ-5. Вступления Р-волн (01 ч 10 м 09 с) и S-волн (01 ч 20 м 49 с) сопровождались колебаниями уровня воды с амплитудой до 0.5 см.

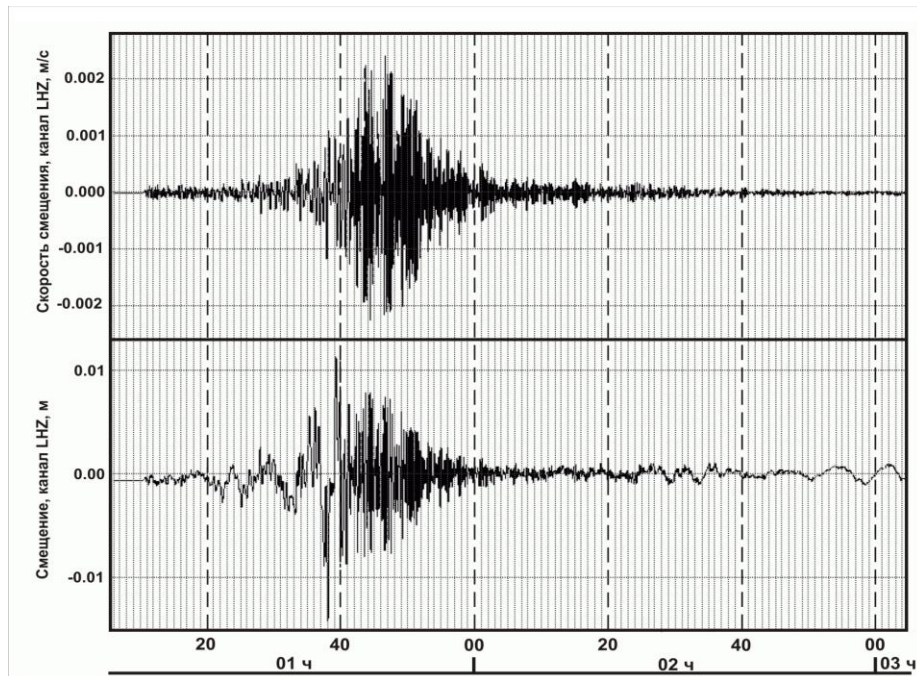


Рис. 3.1 - Запись Суматра-Андаманского землетрясения от 26.12.2004 на канале LHZ на сейсмостанции Петропавловск. Сейсмические волны регистрировались более 50 минут: с 1 часа 10 минут до примерно двух часов.

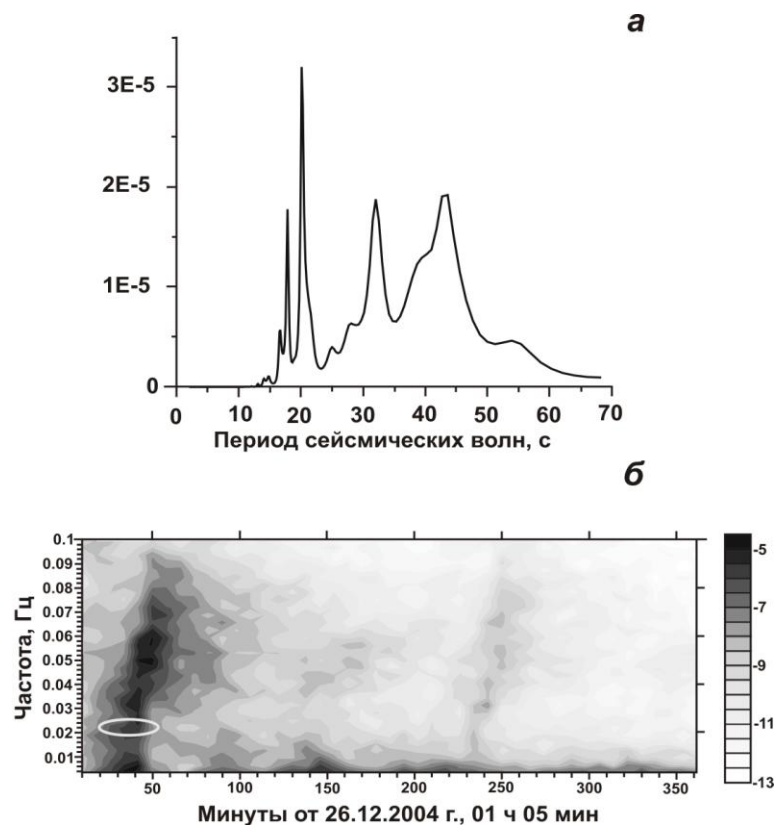


Рис. 3.2 - Спектры мощности смещений по каналу LHZ во время Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004 г., сейсмостанция Петропавловск: *а* - спектр мощности по методу максимальной энтропии Бурга; *б* - динамический спектр, построенный в окне 10 минут с шагом 2 минуты. Эллипсом выделен частотный диапазон, соответствующий периодам поверхностных сейсмических волн 40-50 с.

Вступление L-волн (01 ч 32 м 57 с) сопровождалось изменениями уровня воды с амплитудой не менее 5 см. Затем в течение примерно девяти часов наблюдались затухающие свободные колебания уровня воды с амплитудами 0.5-0.2 см. Отношение максимальной амплитуды изменений уровня воды в скважине к максимальному смещению поверхности земли во время прохождения L-волн составляет не менее 2.5. Интервал наблюдений 10 минут не позволил более точно оценить максимальную амплитуду изменений уровня воды и коэффициент усиления вариаций уровня воды по отношению к вертикальным смещениям поверхности земли [Копылова, Болдина, 2007].

Отклик уровня воды в скважине 1309 землетрясение в районе о. Симушир. 15 ноября 2006 года в 11 часов 16 минут в районе острова Симушир, произошло землетрясение с магнитудой $M_w=8.3$. Координаты эпицентра землетрясения 46.24° с. ш. и 154.52° в. д., глубина 22 км, эпицентрально расстояние R до скважины 1309 составляет 1120 км. Это землетрясение было зарегистрировано на сейсмостанции Эссо (55.93° с. ш., 158.69° в. д.), расположенной вблизи от скважины 1309. Сейсмические волны на сейсмостанции регистрировались более 1 часа. Амплитуда вертикального смещения достигала примерно 2 см.

Прохождение сейсмических волн от этого землетрясения вызвало заметные колебания уровня воды в скважине 1309 (рис. 1.14). Длительность колебаний составила примерно 4-6 часов с максимальной амплитудой около 2.2 см.

Результаты моделирования эффекта сейсмического воздействия на поведение системы «скважина - водовмещающая порода». Вариации уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и 1309 при прохождении сейсмических волн могут быть обусловлены изменениями порового давления в водовмещающих породах и вертикальными смещениями поверхности земли (рис. 1.19) [Копылова, Болдина, 2007].

Резонансная частота скважины ω_w определяется, как $\omega_w \approx (g / H_e)^{1/2}$ и зависит, в основном, от эффективной высоты столба воды в скважине $H_e = H + 3d / 8$. Для скважины ЮЗ-5 $H=310$ м, $d=490$ м, следовательно, эффективная высота столба воды H_e составляет 494 м. Для скважины 1309 при $H=175$ м, $d=464$ м эффективная высота столба воды $H_e=233$ м. Отсюда можно оценить периоды сейсмических волн, которые могут вызывать резонансные эффекты в изменениях уровня воды при гармонических вариациях порового давления в водовмещающих породах: $\tau \geq 2\pi/\omega_w$. В случае скважины ЮЗ-5 резонансный эффект может возникать при прохождении волн с периодом не менее 44.6 с (рис. 3.3а), в скважине 1309 – 33 с (рис. 3.3б) [Копылова, Болдина, 2007; Болдина,

Копылова, 2008]. На рис. 3.2б эллипсом показан частотный диапазон сейсмических волн, способных вызывать резонансные эффекты в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5 при землетрясении 26.12.04 г.

Для оценки водопроводимости скважин по (1.35) рассчитывалась зависимость усиления вариаций уровня воды по отношению к изменению напора $A = x_0/h_0$, в зависимости от периода сейсмической волны τ (рис. 3.3). Принималось, что величина водопроводимости водовмещающих пород может изменяться в диапазоне четырех порядков, а величина водоотдачи S постоянна [Копылова, Болдина, 2005, 2006, 2007; Болдина, Копылова, 2006, 2007].

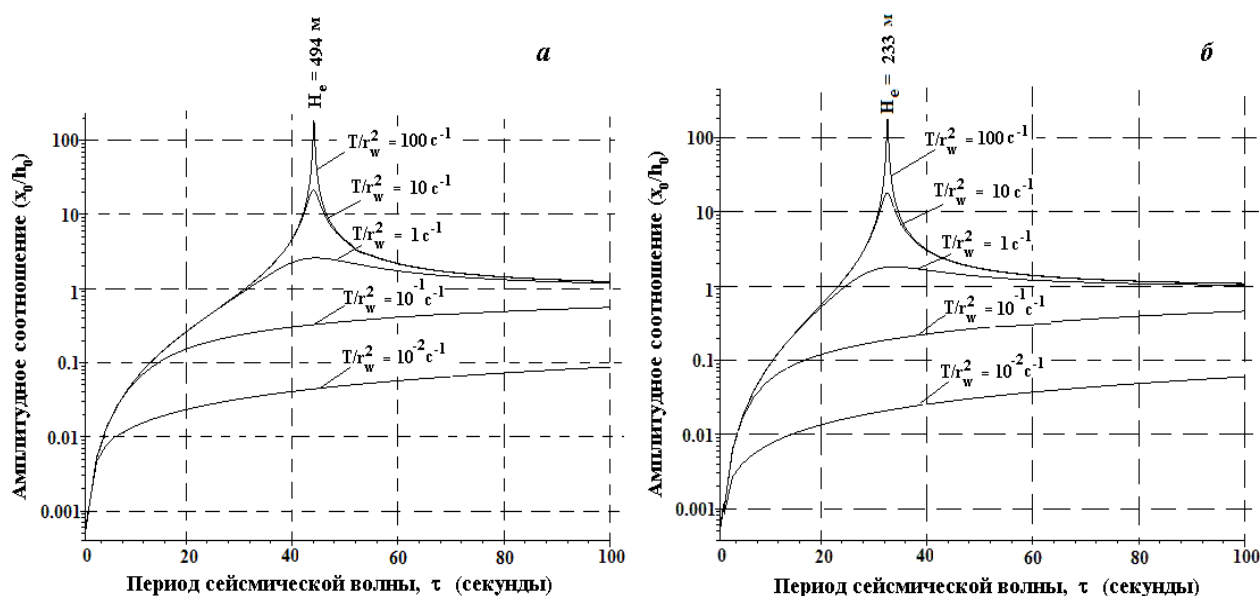


Рис. 3.3 - Изменение амплитудного соотношения между вариациями уровня воды в скважинах ЮЗ-5 (а), 1309 (б) и изменением напора x_0/h_0 в зависимости от параметра системы «скважина – водовмещающая порода» T/r_w^2 и периода сейсмической волны τ .

Результаты моделирования показывают, что усиление вариаций уровня воды по отношению к изменению напора в обеих скважинах могло произойти при величине T/r_w^2 не менее 1 c^{-1} . Ранее, на основе анализа приливного и барометрического откликов уровня воды в скважине ЮЗ-5 было получено, что наиболее вероятные значения величины T/r_w^2 составляют не более $2.8 \cdot 10^{-2} \text{ c}^{-1}$, а в скважине 1309 не более $1.8 \cdot 10^{-2} \text{ c}^{-1}$ [Копылова, Болдина, 2005, 2006, 2007; Болдина, Копылова, 2006, 2007]. Оценка водопроводимости водовмещающих пород по данным откачки из скважин также дает сопоставимую величину $T/r_w^2 \approx 1 \cdot 10^{-2} \text{ c}^{-1}$.

В качестве аналогии наблюдаемых вариаций уровня воды при прохождении сейсмических волн (рис. 1.19) можно рассматривать затухающие колебания уровня воды, возникающие при мгновенном наливе (отборе) воды из скважины [Копылова, Болдина, 2007]. Как правило, высокочастотные осцилляции уровня воды на начальных стадиях восстановления после экспресс-налива возникают в скважинах, вскрывающих высокопроницаемые водовмещающие породы.

Такие осцилляции уровня воды также объясняются инерционным эффектом и емкостью скважины [Синдаловский, 2006; Van der Kamp, 1976]. Решение для таких изменений уровня воды в опытной скважине, выведенное из волнового уравнения для затухающих колебаний, имеет вид [Van der Kamp, 1976]:

$$h = h_0 \exp(-\omega_w \kappa t) \cos(\omega_w \sqrt{1 - \kappa^2} t), \quad (3.1)$$

$$\kappa = -\frac{r_c^2}{8T} \omega_w \ln \left(0.79 r_w^2 \frac{S}{T} \omega_w \right), \quad (3.2)$$

где h – изменения уровня воды, h_0 – начальное (мгновенное) изменение уровня воды, t – время.

Для скважины ЮЗ-5 выполнено сопоставление теоретических изменений уровня воды по (3.1), (3.2) с фактическим графиком временного прослеживания вариаций уровня воды, которое дает возможность оценить величину водопроводимости водовмещающих пород T при заданных величинах водоотдачи S (рис. 3.4) [Копылова, Болдина, 2007]. Оптимальное приближение фактических 10-минутных данных регистрации уровня воды во время Суматра-Андаманского землетрясения к модельным по характеру затухания амплитуды и по продолжительности колебаний уровня воды получено при величине начальной амплитуды $h_0=4.2$ см, водопроводимости $T=5$ м²/с, водоотдаче $S=21.4 \cdot 10^{-5}$. Отсюда следует, что колебательный режим уровня воды в скважине ЮЗ-5 при экспресс-наливе может возникнуть, если величина водопроводимости T/r_w^2 составляет не менее $7.1 \cdot 10^2$ с⁻¹.

Следует отметить существенное различие между механизмами образования колебательного режима уровня воды при экспресс-опробовании скважин и при прохождении сейсмических волн [Копылова, Болдина, 2007]. В первом случае возбуждение системы «скважина – водовмещающая порода» вызывается поступлением в ствол скважины (или извлечением из нее) некоторого количества воды. При воздействии низкочастотных сейсмических волн колебательный режим уровня воды может вызываться усилением в скважине вариаций порового давления при деформации водовмещающих пород, а также в результате вертикального перемещения поверхности земли (рис. 1.19).

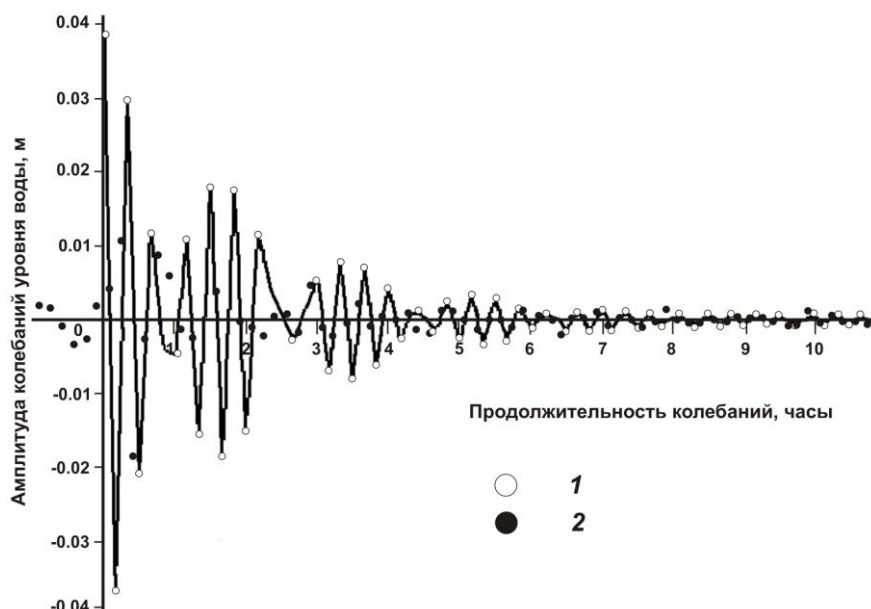


Рис. 3.4 - Сопоставление 10-минутных вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 и теоретических вариаций уровня воды по (3.1), (3.2): 1 - теоретические значения уровня воды при величине начальной амплитуды $h_0=4.2$ см, водопроводимости $T=5$ м²/с, водоотдаче $S=21.4 \cdot 10^{-5}$; 2 – наблюдаемые значения уровня воды после компенсации баровариаций и высокочастотной фильтрации в часовом временном окне. Ноль временной шкалы соответствует вступлению сейсмических волн 01 ч 10 мин.

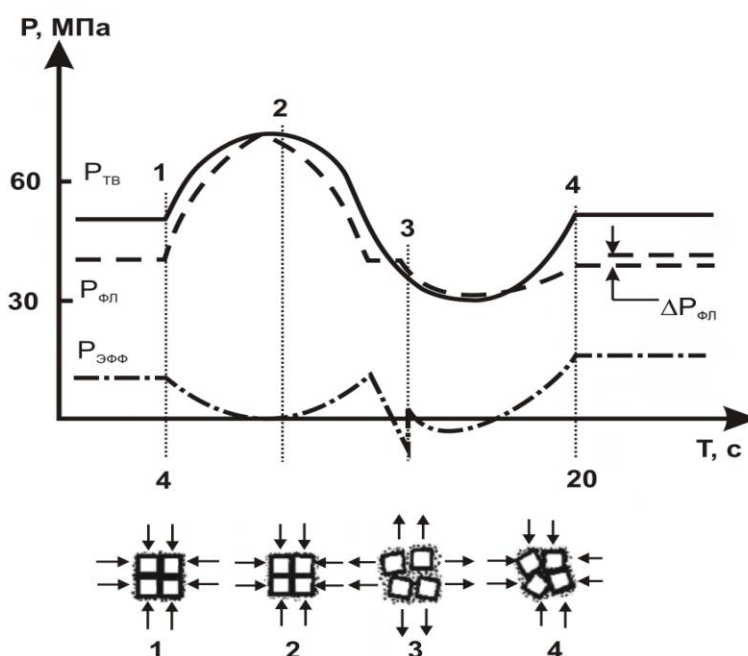


Рис. 3.5 - Изменение обжимающего ($P_{ТВ}$), порового ($P_{фл}$) и эффективного ($P_{эфф}$) давлений при прохождении сейсмической волны через горную породу [Шмонов и др., 2002]: 1 - исходное состояние системы вода-порода; 2 - фаза повышения обжимающего и порового давлений и сжатия образца; 3 - фаза падения давления обжима, разрушение образца под действием порового давления; 4 - фаза сжатия, механическая дилатансия образца; $\Delta P_{фл}$ – падение порового давления в результате нарушения структуры образца после сейсмической вибрации.

Вместе с тем, сопоставление величин водопроницаемости, полученных по моделям [Cooper et al., 1965] и [Van der Kamp, 1976], с величинами водопроницаемости по данным откачки, показывает, что для объяснения колебательного режима уровня воды в скважине ЮЗ-5 необходимо привлекать гипотезу о значительном улучшении водопроницающих свойств водовмещающих пород, вскрытых скважиной [Копылова, Болдина, 2007].

На рис. 3.5 представлены результаты физического моделирования влияния сейсмической вибрации на проницаемость водонасыщенных образцов базальтов, габбро и известняков [Шмонов и др., 2002]. В эксперименте регистрировались обжимающее давление, моделирующее сейсмическую волну ($P_{ТВ}$); поровое давление в образце ($P_{ФЛ}$) и эффективное давление в скелете породы ($P_{ЭФФ}$). Частота осцилляций составляла 0.065 Гц, длительность воздействия – 0.25–22 ч. Было обнаружено, что при величине давления обжима ниже порового давления $P_{ТВ} < P_{ФЛ}$ после сейсмического воздействия проницаемость образцов резко возрастала в 1.2–3.7 раза в результате нарушения его структуры. В фазе понижения давления обжима происходило запаздывание в падении порового давления $P_{ФЛ}$. Это вызывало резкий рост эффективного давления $P_{ЭФФ}$ в скелете породы с превышением его предела прочности (фаза 3 на рис. 3.5). В результате происходил гидроразрыв и нарушение исходной структуры образца.

Этот механизм качественно объясняет улучшение фильтрационных свойств водовмещающих пород и, соответственно, значительный рост водопроницаемости при прохождении сейсмических волн [Копылова, Болдина, 2005, 2007; Болдина, Копылова, 2006].

3.2. Моделирование длительного постсейсмического понижения уровня воды в скважинах

Длительное постсейсмическое понижение уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и 1309. Понижение уровня воды в скважине ЮЗ-5 в течение 3.5 месяцев с амплитудой около одного метра после Кроноцкого землетрясения 5.12.1997 г., $M=7.8$ и его последующее двухлетнее восстановление (рис. 1.11В, табл. 1.3) и понижение уровня воды после Олюторского землетрясения 20.04.2006 г., $M=7.6$ в скважине 1309 в течение 4 суток с амплитудой 10 см (рис. 1.13) отражает процесс падения и восстановления порового давления в водовмещающих породах и нуждается в объяснении механизма формирования таких изменений в состоянии подземных вод [Болдина, Копылова, 2006, 2008, 2009].

Если, например, принять гипотезу о статическом воздействии Кроноцкого землетрясения на водонасыщенные горные породы, вскрытые скважиной ЮЗ-5, то трехмесячное понижение уровня воды можно объяснить деформацией расширения водонасыщенных пород и падением порового давления в расширенном радиусе чувствительности скважины. В этом случае, величина косейсмической деформации водовмещающих пород составляет не менее 10^{-6} и на порядок превышает величину, полученную по косейсмическому скачку [Копылова, Болдина, 2012; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010]. Но такой механизм представляется маловероятным из-за достаточно высокой пьезопроводности вскрытых водовмещающих пород, благодаря которой кратковременный импульс в изменении статического напряженного состояния водовмещающих пород относительно быстро компенсируется более мощным процессом формирования гидростатического напора.

Более вероятным процессом, вызывающим длительное понижение уровня воды в скважинах после землетрясения, является понижение порового давления в окрестности скважин, вследствие улучшения фильтрационных свойств водовмещающих пород при сейсмических сотрясениях [Болдина, Копылова, 2006, 2008, 2009].

В работе [Кочарян и др., 2011] продемонстрирована возможность разрушения «барьеров», сформированных мелкими глинистыми частицами при воздействии импульса давления. Показано, что динамические воздействия, даже малой амплитуды, могут приводить к изменению количества открытых трещин и их проницаемости. Это приводит к движению порового флюида, вариациям порового давления, а, соответственно, и фильтрационных параметров локального участка водонасыщенных пород.

Результаты моделирования длительного понижения уровня воды в скважинах с последующим восстановлением после землетрясения. Одномерное решение уравнения математической теории диффузии для идеальной пьезометрической скважины, вскрывающей однородные, изотропные и неограниченные водовмещающие породы, (1.41) [Crank, 1975; Шестаков, 1973, 1985; Синдаловский, 2006; Brodsky et al., 2003; Болдина, Копылова, 2009] можно применить для описания длительного понижения уровня воды в скважинах ЮЗ-5 после Кроноцкого (рис. 1.11В) и 1309 (рис. 1.13) после Олюторского землетрясений, аппроксимируя падение порового давления в водовмещающих породах точечным источником (рис. 1.20) [Болдина, Копылова, 2006, 2008, 2009].

Результаты моделирования показывают, что удовлетворительное соответствие в понижении уровня воды в скважине ЮЗ-5 после Кроноцкого землетрясения (в течение первых суток) с теоретической зависимостью могло произойти при величине

пьезопроводности $c=0.42 \text{ м}^2/\text{с}$ на расстоянии от источника падения порового давления $R=450 \text{ м}$ (рис. 3.6а), и удовлетворительное соответствие в понижении уровня воды в скважине 1309 после Олюторского землетрясения при $c=1.62 \text{ м}^2/\text{с}$ и $R=190 \text{ м}$ (рис. 3.6б) [Болдина, Копылова, 2006, 2008]. Отклонения фактического понижения уровня воды в скважине ЮЗ-5 (рис 3.6а) в течение первых десятков суток от расчетной зависимости, возможно, связано с наложением дополнительных факторов, связанных с влиянием вариаций порового давления в относительно удаленных от скважины зонах, т. е. с действием не одного, а нескольких источников разнонаправленного изменения порового давления [Болдина, Копылова, 2006, 2008, 2009].

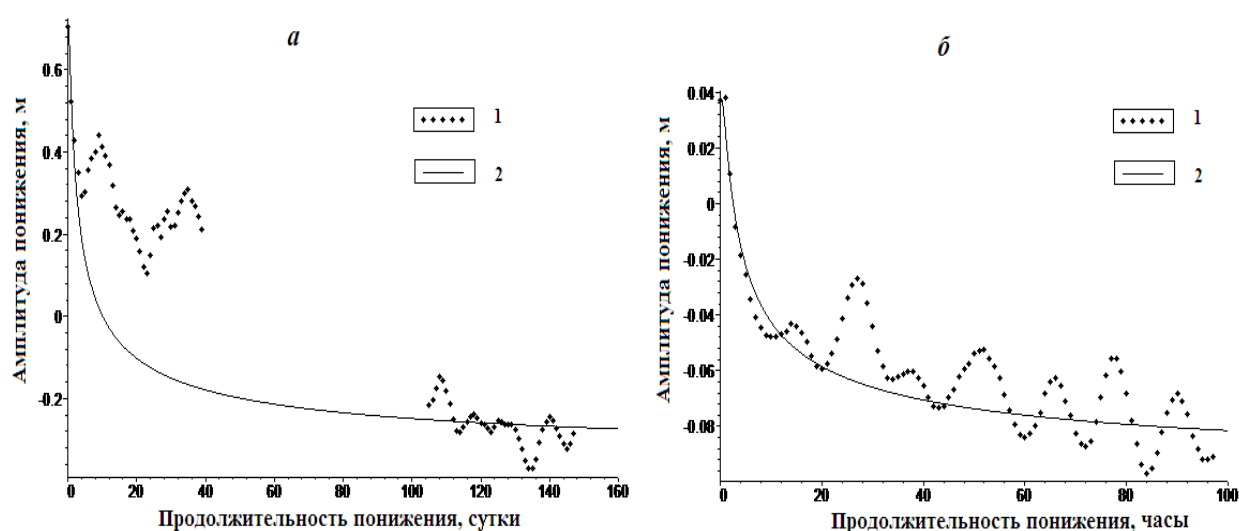


Рис. 3.6 - Результаты моделирования понижения уровня воды в скважинах (а) ЮЗ-5 после Кроноцкого землетрясения 5.12.1997 г. и (б) 1309 после Олюторского землетрясения 20.04.2006 г.: 1 – экспериментальные данные понижения уровня воды; 2 – теоретическое понижение уровня воды.

Восстановление уровня воды в скважине ЮЗ-5 после Кроноцкого землетрясения в течение двух лет после достижения минимума (рис. 1.11В) обусловлено релаксацией порового давления за счет высокой стабильности гидрогеодинамического режима напора подземных вод. Эта стабильность обусловлена относительным постоянством гидрогеодинамических условий в областях питания и разгрузки подземных вод в меловых отложениях и их сезонными изменениями. Именно гидрогеодинамические условия в областях питания и разгрузки задают величину напора подземных вод в районе скважины. Поэтому двухлетнее повышение уровня воды может отражать процесс восстановления порового давления в водовмещающих породах в соответствии со средней величиной напора [Болдина, Копылова, 2006, 2008, 2009].

3.3. Оценка косейсмической деформации водовмещающих пород в скважине ЮЗ-5 при образовании разрывов в очагах землетрясений

При возникновении шести местных землетрясений (табл. 1.3, 3.2, рис. 1.11Б, 3.7) наблюдались скачки в изменении уровня воды в скважине ЮЗ-5 во время 10-минутного интервала, в течение которого происходило землетрясение. Исключение составляет косейсмический скачек уровня воды во время Кроноцкого землетрясения, который фиксировался в течение двух 10-минутных интервалов регистрации, и его максимальная продолжительность могла составлять до тринадцати минут [Копылова и др., 2000]. В четырех случаях уровень понижался, в двух случаях – повышался. Амплитуды скачков Δh составляли 12.0-0.25 см [Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2012].

Оценка косейсмической деформации по данным уровнемерных наблюдений на скважине. Оценка параметров приливного отклика уровня воды (амплитуд приливных волн, амплитудных факторов, равных отношению выделенных амплитуд отдельных волн в изменениях уровня воды к соответствующим величинам теоретической объемной деформации; разности фаз между фазами приливных волн в изменениях уровня и соответствующими фазами приливного потенциала) проводилась с использованием программы ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994]. Результаты анализа представлены в табл. 3.1.

Для 8-ми волн суточной и полусуточной групп (Q_1 , O_1 , M_1 , J_1 , $2N_2$, N_2 , M_2 , S_2K_2) приливные параметры достаточно надежно определяются по уровнемерным данным при отношении сигнал/шум ≥ 10 . Величины амплитудных факторов для выделенных 8-ми волн находятся в диапазоне 0.138–0.216 см/10⁻⁹.

Различия в величинах амплитудных факторов для отдельных волн могут быть вызваны особенностями формирования приливного отклика в различных частотных диапазонах, а также некоторым искажением приливных амплитуд в изменениях уровня воды при воздействии океанического прилива, в котором присутствуют волны, имеющие такие же периоды, но отличающиеся по фазе [Копылова, Болдина, 2006; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2012]. На некоторое влияние океанического прилива, в частности, указывают значения разности фаз между приливными вариациями уровня воды и соответствующими компонентами теоретического земного прилива, составляющие -154° ÷ -179° , и отличающиеся в среднем от «идеального» значения (-180°) на 10° .

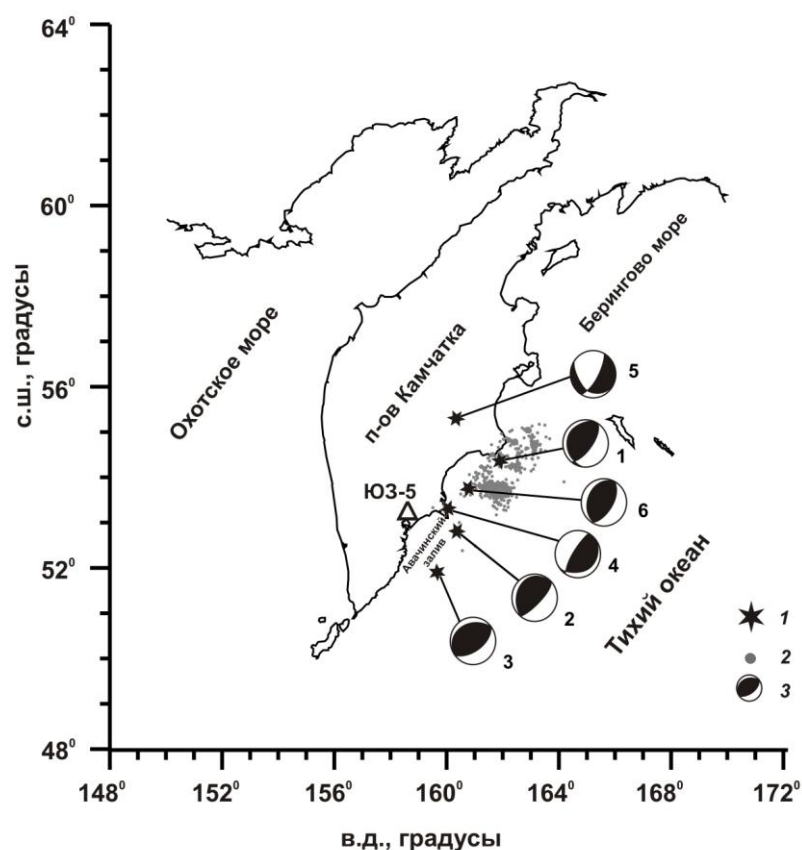


Рис. 3.7 - Схема расположения скважины ЮЗ-5, эпицентров землетрясений 1-6 (табл. 1.3, 3.2) и очага Кроноцкого землетрясения 5.12.1997 г., $M_w=7.8$ по афтершокам первых суток: 1 – эпицентры землетрясений; 2 – эпицентры афтершоков Кроноцкого землетрясения с 5 по 12 декабря 1997 г.; 3 – диаграммы механизмов СМТ землетрясений.

Таблица 3.1 - Результаты приливного анализа вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 по программе ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994]

Волна	период, ч	Амплитуда объемной деформации, D_1 , ед. $\cdot 10^{-9}$	Амплитуда уровня воды H , см	Сигнал/ шум	Амплитудный фактор, см/ 10^{-9}	Фазовый сдвиг, град.
Q_1	26.87	1.40	0.276	36	0.197 ± 0.005	-166 ± 2
O_1	25.82	7.31	1.338	174	0.183 ± 0.001	-166 ± 0.3
M_1	24.83	0.57	0.102	13	0.178 ± 0.013	-168 ± 4
P_1S_1	23.93	10.28	1.161	151	0.113 ± 0.001	-170 ± 0.4
J_1	23.10	0.57	0.094	12	0.163 ± 0.013	-179 ± 4
OO_1	22.31	0.31	0.053	7	0.169 ± 0.024	-174 ± 8
$2N_2$	12.87	0.21	0.045	13	0.216 ± 0.017	-177 ± 4
N_2	12.66	1.30	0.220	64	0.170 ± 0.003	-177 ± 1
M_2	12.42	6.78	0.940	272	0.138 ± 0.001	-172 ± 0.2
L_2	12.19	0.19	0.028	8	0.147 ± 0.018	-168 ± 7
S_2K_2	12.00	3.16	0.457	132	0.145 ± 0.001	-154 ± 0.4
M_3	8.28	0.03	0.008	3	0.273 ± 0.086	-138 ± 18

Примечание. Жирным выделены волны, параметры которых определяются при отношении сигнал/шум ≥ 10 .

На рис. 3.8 приводится линейная зависимость выделенных амплитуд приливных волн в изменениях уровня воды, от теоретических амплитуд объемной деформации по модели приливного потенциала CTED [Wenzel, 1994]. Наблюдается тесная линейная связь между этими величинами, которая с оценкой 95%-го доверительного интервала имеет вид:

$$H = (0.161 \pm 0.008)D_1 + (0.004 \pm 0.068)$$

Наклон линейной зависимости, связывающей выделенные амплитуды приливных изменений уровня и соответствующие величины объемной деформации составляет ≈ 0.161 см/ 10^{-9} . Эта величина представляется наиболее приемлемой в качестве характеристики приливной чувствительности уровня воды A_v для скважины ЮЗ-5 во всем диапазоне приливных периодов. Точность регистрации вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 составляет 0.1 см, поэтому при величине $A_v = 0.161$ см/ 10^{-9} можно ожидать заметные изменения уровня воды при объемной деформации вскрытых водовмещающих пород с амплитудами не менее первых единиц $\cdot 10^{-9}$.

Для всех шести землетрясений по формуле, соответствующей (1.2):

$$D_1 = -\frac{\Delta h}{A_v}, \quad (3.3)$$

где D_1 - объемная деформация в 10^{-9} : «+» соответствует растяжению, «-» - соответствует сжатию; Δh - изменение уровня воды в см: «+» соответствует повышению уровня воды, «-» соответствует понижению уровня воды; A_v - приливная чувствительность уровня воды, определяемая по наклону зависимости амплитуд суточных и полусуточных приливных волн в изменениях уровня воды от соответствующих величин теоретической объемной деформации, оценены величины косейсмической деформации в районе скважины ЮЗ-5 с учетом 95%-ого доверительного интервала ($D_1 = 75 - 1.6 \cdot 10^{-9}$) (рис.3.9, табл.3.2), а также характер деформации водовмещающих пород по направлению изменения уровня воды [Копылова, Болдина, 2012; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010].

Для пяти из шести землетрясений (табл. 1.3, 3.2) после косейсмического скачка не наблюдались какие-либо остаточные смещения уровня воды. Это указывает на то, что физический механизм формирования косейсмических скачков соответствует отклику порового давления в водовмещающих породах на преимущественно упругую деформацию при образовании сейсмического разрыва в очаге землетрясения [Копылова, Болдина, 2012; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010].

Таблица 3.2 - Данные о землетрясениях и косейсмических скачках уровня воды в скважине ЮЗ-5, параметры подвижек в очагах и оценка косейсмической деформации

№ п/п	Дата ггммдд	Время в очаге чч:мм	Координаты, град		Глубина, км	M _w	Гипо- цент- ральное расстоя- ние, R, км	Ампли- туда скачка уровня воды, Δh, см	Параметры очага, градусы			Объемная косейсмическая деформация в районе скважины ЮЗ-5, 10 ⁻⁹	
			с. ш.	в. д.					азимут простира- ния плоскости разрыва	угол падения плоскости разрыва	направ- ление подвиж- ки	по косей- смическим скачкам уровня, D ₁	по модели дислокаци- онного источ- ника, D ₂
1	971205	11:27	54.0	162.3	25	7.8	316 200*	-12.0	202	23	74	75±4	15.5
2	980601	05:34	52.81	160.37	31	6.9	140	-1.0	210	22	78	6.3±0.7	-2.4
3	990308	12:26	51.93	159.72	7	7.0	164	-1.7	242	28	101	10.6±0.8	43.2
4	001220	09:20	53.31	160.06	65	6.2	128	0.6	220	69	77	-3.8±0.5	-0.4
5	030616	22:08	55.30	160.34	190	6.9	328	-0.3	123	32	-161	1.9±0.4	0.9
6	040320	08:53	53.74	160.76	31	6.2	169	0.25	216	34	90	-1.6±0.4	-0.5

Примечание: * - гипоцентрального расстояние от скважины ЮЗ-5 до средней точки плоскости смещения.

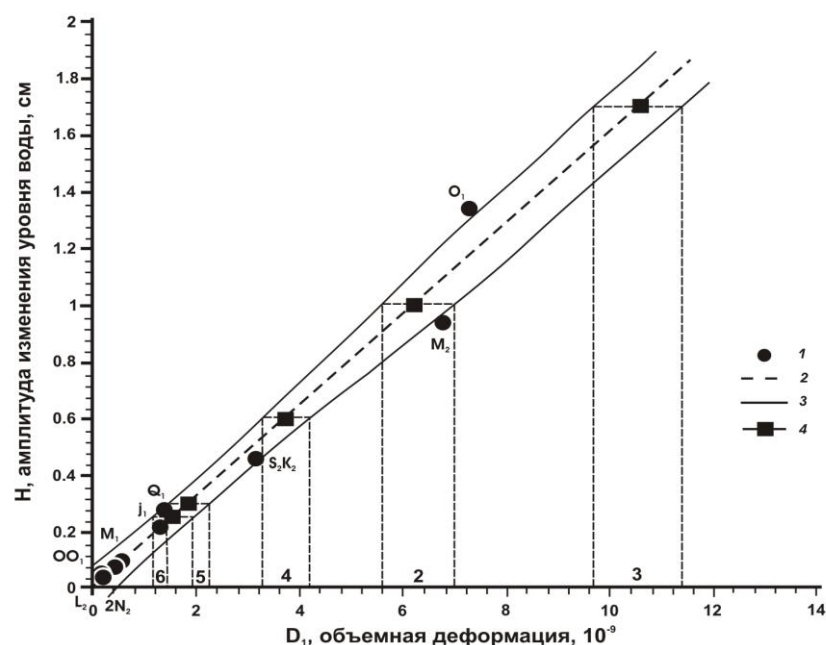


Рис. 3.8 - Зависимость выделенных приливных амплитуд в изменениях уровня воды H от теоретических величин приливной объемной деформации D_1 (табл. 3.1) для землетрясений № 2-6 (табл.3.2): 1 – приливные волны; 2 – тренд линейной зависимости амплитуд приливных волн в изменениях уровня воды от соответствующих величин приливной объемной деформации при значении коэффициента корреляции $K=0.98$; 3 – 95% доверительный интервал для линейной зависимости выделенных приливных амплитуд в изменениях уровня воды от величин теоретической объемной приливной деформации; 4 – амплитуды косейсмических скачков во время землетрясений и диапазоны оценок косейсмической деформации.

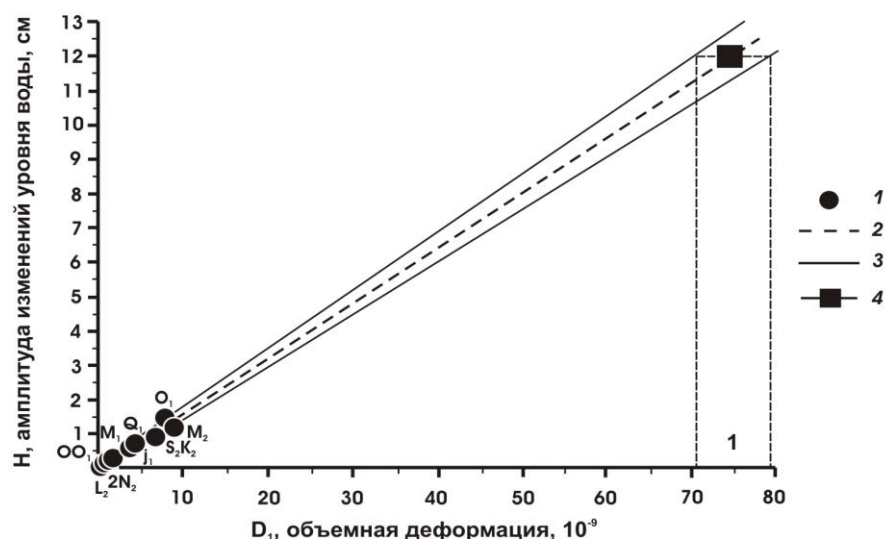


Рис. 3.9 - Зависимость выделенных приливных амплитуд в изменениях уровня воды H от теоретических величин приливной объемной деформации D_1 (табл. 3.1) для Кроноцкого землетрясения № 1 (табл. 3.2): 1 – приливные волны; 2 – тренд линейной зависимости амплитуд приливных волн в изменениях уровня воды от соответствующих величин приливной объемной деформации при значении коэффициента корреляции $K=0.98$; 3 – 95% доверительный интервал для линейной зависимости выделенных приливных амплитуд в изменениях уровня воды от величин теоретической приливной деформации; 4 – амплитуды косейсмических скачков во время землетрясений и диапазоны оценок косейсмической деформации.

В работе [Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010] для всех шести землетрясений (табл. 3.2; рис. 3.7) также была выполнена оценка объемной косейсмической деформации в окрестности скважины ЮЗ-5 *по модели дислокации в однородном упругом изотропном полупространстве* D_2 . На рис. 3.10, 3.11 представлены получившиеся горизонтальные распределения объемной косейсмической деформации в районе скважины ЮЗ-5 на глубине 500 м при землетрясениях № 1-6 (табл. 3.2).

Сравнивая величины косейсмической деформации, полученные по данным уровнемерных наблюдений на скважине D_1 и по модели дислокации D_2 (табл. 3.2), для пяти землетрясений из шести по обоим методам получено соответствие оценок косейсмической деформации по знаку и по амплитуде в пределах одного порядка величин. Исключение составляет землетрясение 01.06.1998 г., для которого оценки косейсмической деформации имеют противоположный знак: расширение по данным уровнемерных наблюдений и сжатие по модели дислокации. В случае этого землетрясения скважина попадает в зону резких латеральных вариаций деформации с переходом от расширения к сжатию. Подобные зоны на рис. 3.10, 3.11 характеризуются сгущением изолиний [Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010].

Незначительное изменение входных данных для модели дислокации в однородном упругом изотропном полупространстве (положение и ориентация разрыва) приводит к значительным изменениям в результирующей оценке D_2 , вплоть до смены знака. Так при небольшом отклонении угла падения для очага землетрясения 01.06.1998 г. получается вполне приемлемое согласование величины и знака деформации (расширение): $D_1=6.3 \cdot 10^{-9}$ по косейсмическому скачку уровня воды и $D_2=7.3 \cdot 10^{-9}$ по модели дислокационного источника. Существенно влияет на точность и ряд упрощений, заложенных в самой модели равномерной подвижки по разрыву в однородном полупространстве [Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010].

Некоторая неточность также содержится и в определении объемной косейсмической деформации по данным уровнемерных наблюдений D_1 , в первую очередь, при оценивании величины приливной чувствительности уровня воды A_V . Как указывалось выше, величины амплитудных факторов по отдельным волнам рассчитывались по отношению к теоретическим величинам объемной приливной деформации, которые могут отличаться до 50% по отношению к реальным величинам вследствие неоднородности строения среды и искажения океаническим приливом.

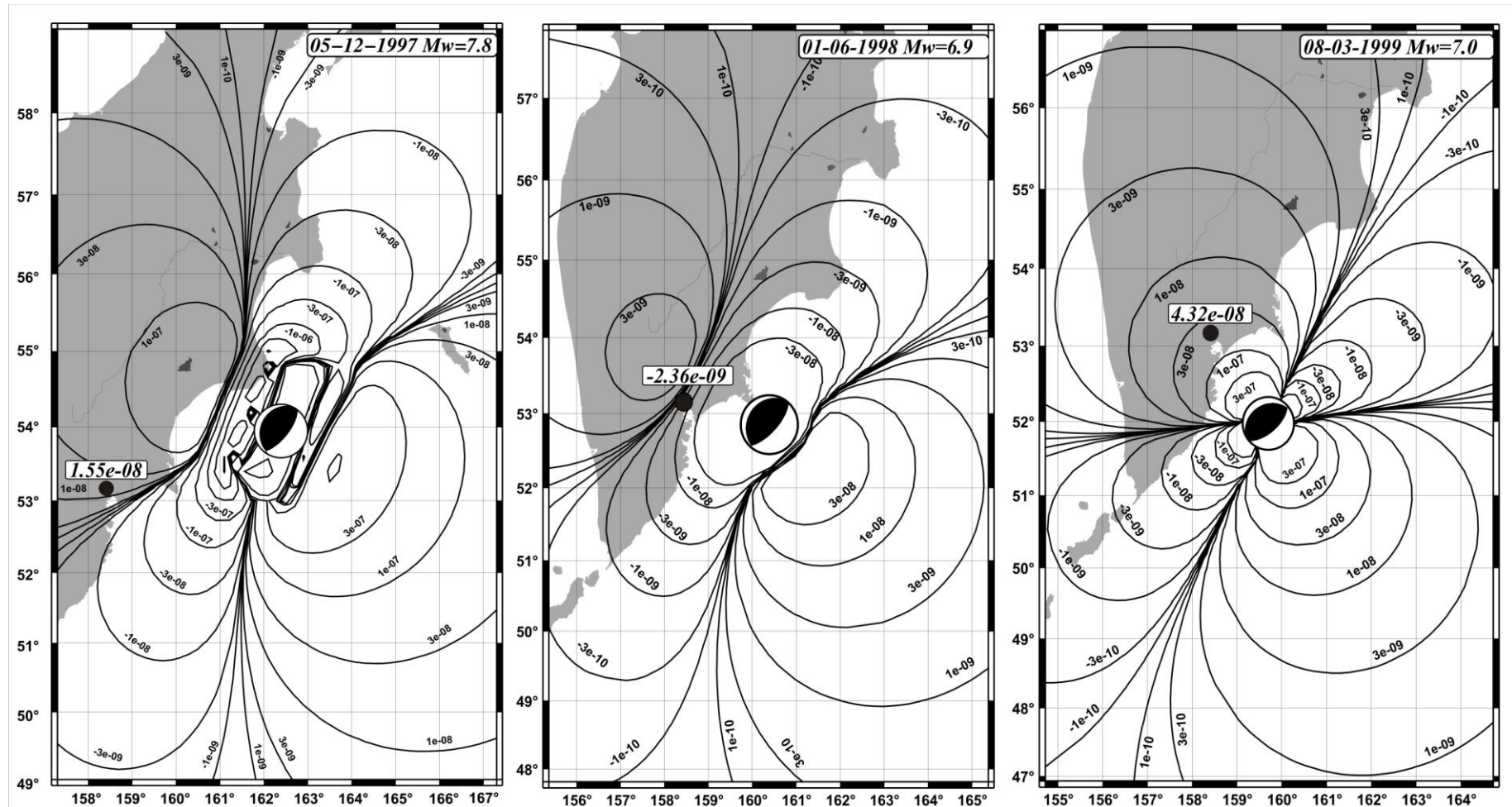


Рис. 3.10 - Горизонтальное распределение объемной косейсмической деформации на глубине 500 м по модели дислокационного источника для землетрясений № 1-3 (табл. 3.2) с указанием величин деформации в районе скважины ЮЗ-5 (показана черным кружком) [Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010].

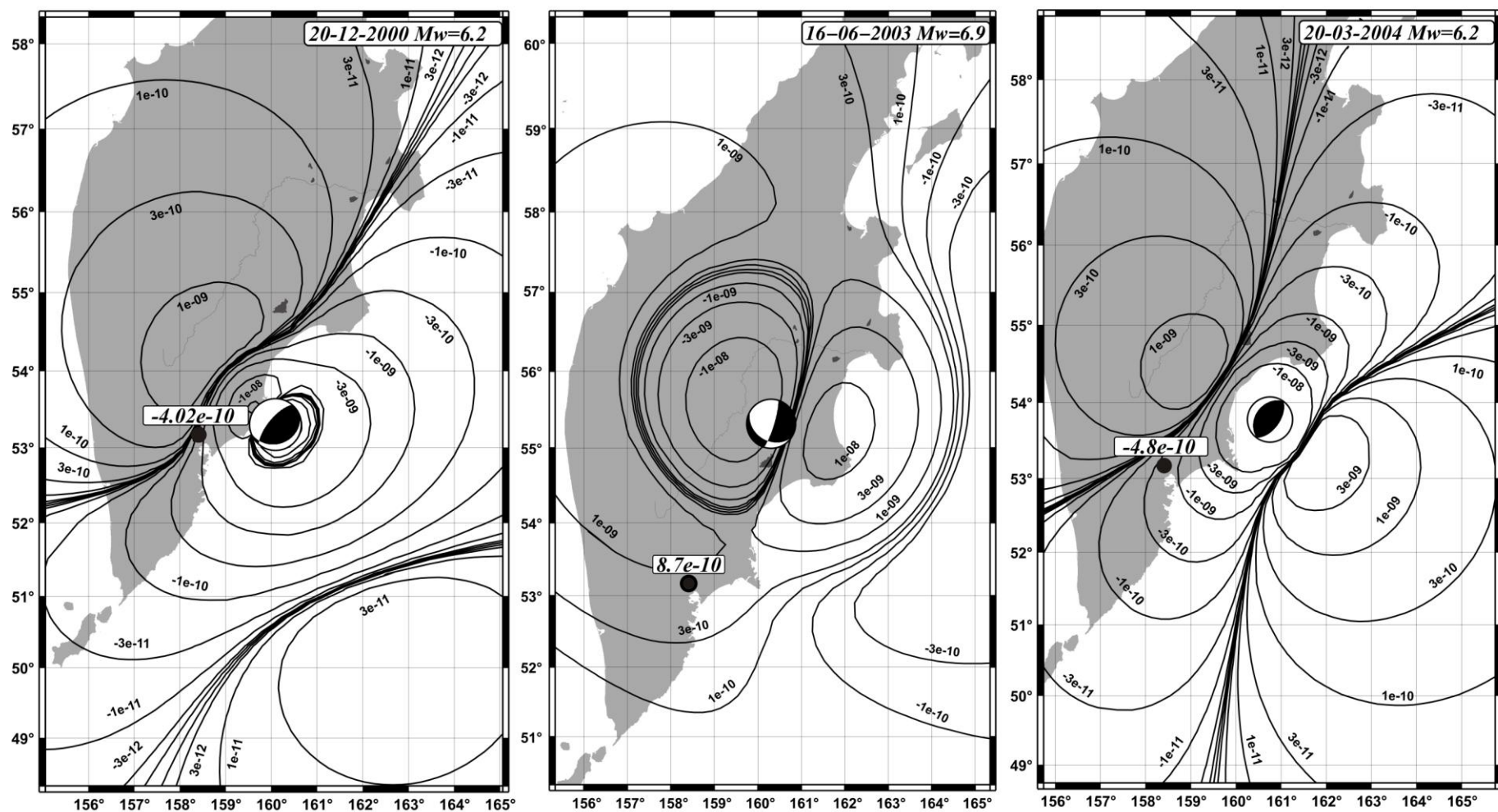


Рис. 3.11 - Горизонтальное распределение объемной косейсмической деформации на глубине 500 м по модели дислокационного источника для землетрясений № 4-6 (табл. 3.2) с указанием величин деформации в районе скважины ЮЗ-5 (показана черным кружком) [Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010].

Для уточнения величины A_V представляется целесообразным проведение синхронных уровнемерных и деформометрических наблюдений [Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010; Болдина, Копылова, 2008].

На рис. 3.12 приводится соотношение величин D_1 и D_2 . Наблюдается равномерное распределение точек относительно средней линии, характеризующей прямую зависимость D_1 и D_2 . Какое-либо закономерное смещение точек друг относительно друга не наблюдается, что указывает на отсутствие систематической ошибки в определении косейсмической деформации по обоим методам. Поэтому можно полагать, что имеющиеся расхождения в оценках D_1 и D_2 обусловлены ошибками оценивания объемных деформаций, присущих обоим методам [Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010].

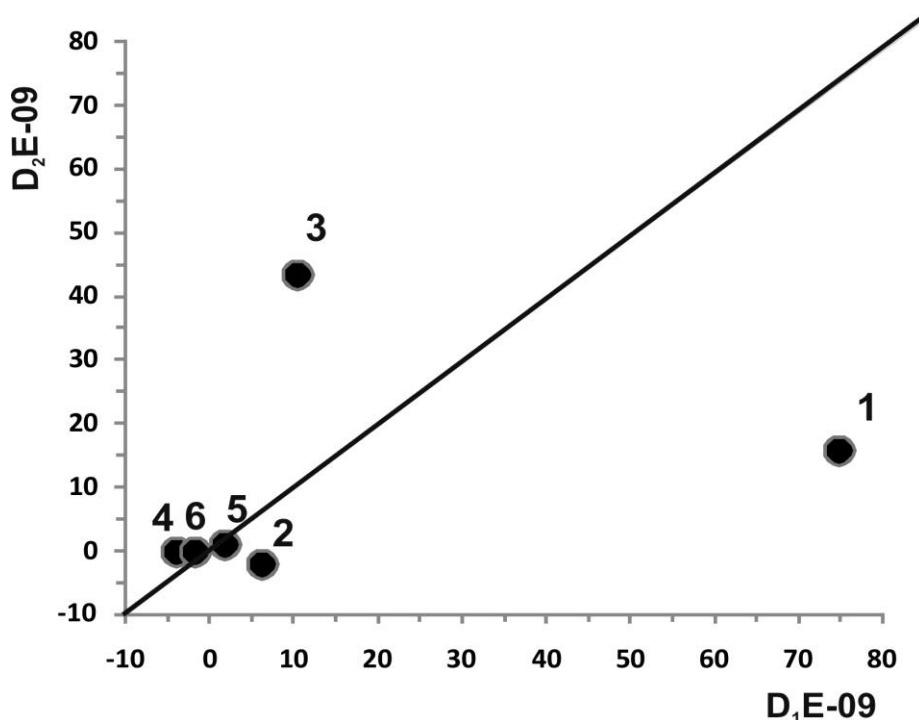


Рис. 3.12 - Соотношение величин косейсмической объемной деформации, полученных по данным уровнемерных наблюдений D_1 и по модели дислокационного источника D_2 . Номера соответствуют номерам землетрясений по табл. 3.2.

Для анализа зависимости проявления косейсмических скачков в вариациях уровня воды в скважине ЮЗ-5 от параметров землетрясений: энергетического класса (магнитуды) и гипоцентрального расстояния был сформирован каталог землетрясений с сентября 1997 г. – по апрель 2005 г. Для этого из Камчатского регионального каталога землетрясений КФ ГС РАН [<http://www.emsd.iks.ru>] и по данным каталога NEIC [<http://neic.usgs.gov/neis/epic/>] сформирована выборка землетрясений $K_s \geq 11$ ($M \geq 4$) на гипоцентральных расстояниях до 400 км от местоположения скважины ЮЗ-5,

произошедших на глубинах 0-250 км. Из этой выборки были удалены землетрясения роевых последовательностей и афтершоки сильных землетрясений. Окончательный каталог включал одиночные землетрясения, наиболее сильные землетрясения роев и главные события афтершоковых последовательностей. Все магнитуды землетрясений были приведены к магнитуде M_w в соответствии с соотношениями для различных магнитуд [Гусев, Мельникова, 1990].

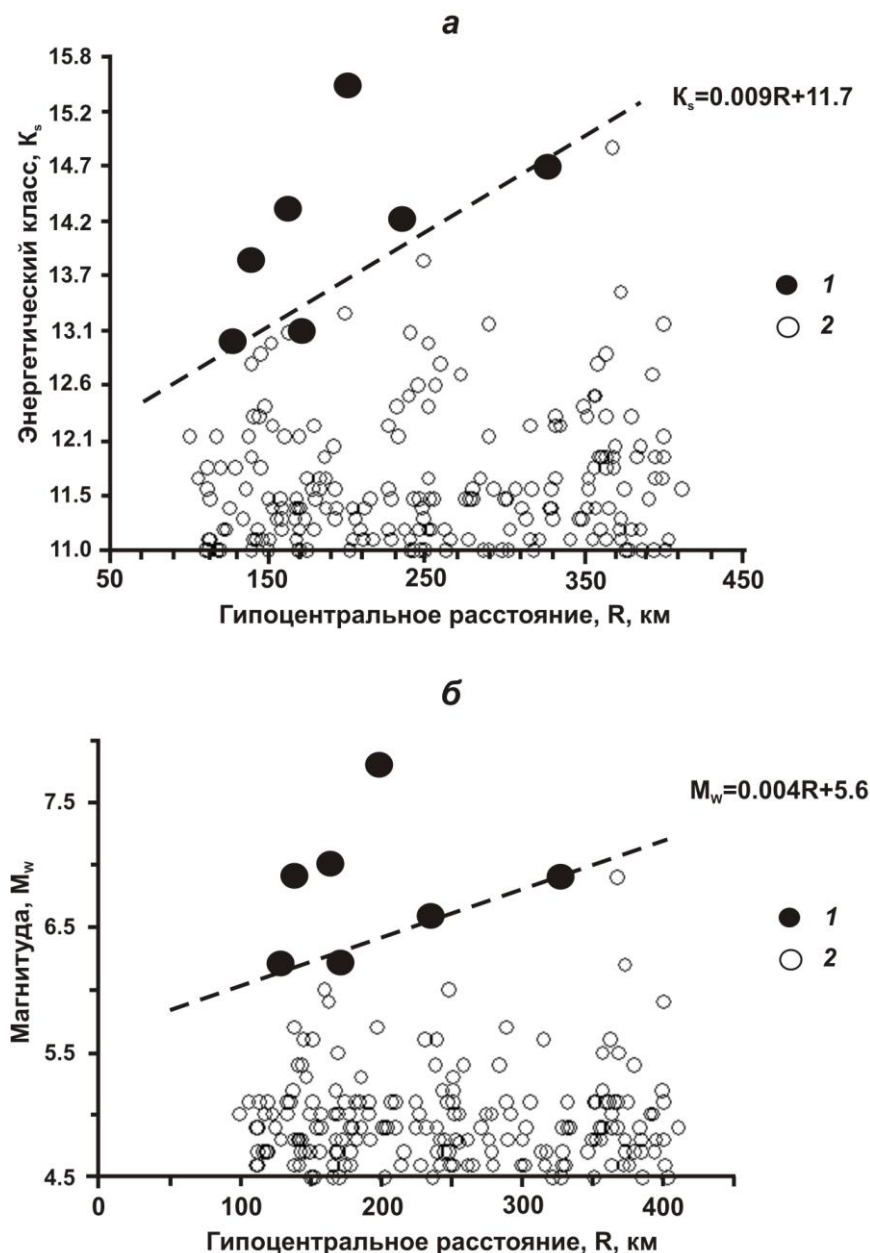


Рис. 3.13 - Зависимости проявления косейсмических скачков в вариациях уровня воды в скважине ЮЗ-5 от параметров землетрясений: энергетического класса K_s (а), магнитуды M_w (б) и гипоцентрального расстояния R , км: 1 - землетрясения, сопровождавшиеся косейсмическими скачками в изменении уровня воды в скважине ЮЗ-5; 2 - землетрясения, не сопровождавшиеся косейсмическими скачками в изменении уровня воды.

На основе полученного каталога построена зависимость проявления косейсмических скачков в вариациях уровня воды в скважине ЮЗ-5 от энергетических параметров землетрясений (энергетического класса K_s (а), магнитуды M_w (б)) и гипоцентрального расстояния R (рис. 3.13). Выше пунктирной линии расположена область землетрясений, при которых в вариациях уровня воды в скважине ЮЗ-5 наблюдались косейсмические скачки (табл. 3.2) [Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010].

3.4. Гидрогеодинамический предвестник Кроноцкого землетрясения в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5

5 декабря 1997 г. у Тихоокеанского побережья Камчатки произошло Кроноцкое землетрясение (КЗ) с магнитудой $M_w=7.8$ (рис. 3.7). В течение двух суток до основного толчка вблизи его инструментального эпицентра развивался рой форшоков с величинами энергетических классов $K_s=9.0-12.8$ ($M_w=3.8-5.6$). Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками, оконтурившими очаговую область размером 220×140 км. Инструментальный эпицентр Кроноцкого землетрясения располагался в северо-восточной части очаговой зоны на глубине 25-33 км. Очаг Кроноцкого землетрясения имеет параметры, типичные для землетрясений зоны субдукции (табл. 3.3) [Левина и др., 2003; Копылова, Болдина, 2012б].

Перед Кроноцким землетрясением были зарегистрированы разнообразные предвестники, в т. ч. перемещения GPS-станций сети KAMNET [Gordeev et al., 2001; Левин, 2009], аномальные изменения химического состава воды в глубоких самоизливающихся скважинах [Хаткевич и др., 1998], стабилизация фазы приливной компоненты высокочастотного сейсмического шума [Левина и др., 2003] и др. [Копылова, Жалаяева, 2000]. В скважинах ЮЗ-5 и Е-1 были зарегистрированы бухтообразные понижения уровней воды продолжительностью около трех недель, синхронные с предсейсмическими перемещениями GPS-станций (рис. 1.11А). Амплитуда понижения уровня воды в скважине ЮЗ-5 составила 11 см, в скв. Е-1 – 1 см. В [Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2012б] такие понижения уровня рассматриваются в качестве гидрогеодинамических предвестников Кроноцкого землетрясения.

Во главе 2, разделе 2.4 и в работах [Болдина, Копылова, 2006; Копылова, Болдина 2006] приводятся результаты моделирования реакции уровня воды в скважине ЮЗ-5 на периодические изменения порового давления с учетом параметров водовмещающих пород упругой емкости S , и водопроницаемости T и геометрических размеров скважины с использованием математической модели [Hsieh et al., 1987].

Таблица 3.3 - Данные о Кроноцком землетрясении (КЗ), сдвиговом точечном источнике предсейсмических движений (ПКЗ) по [Gordeev et al., 2001] и оценка объемной ко- и предсейсмической деформации в районе скважины ЮЗ-5

Землетрясение	Дата, ггммдд / время в очаге, чч:мм	Координаты, град.		Н, км	M_w	Сейсмический момент, M_0 , 10^{20} Н·м	Гипоцентральное расстояние, R, км	Параметры очага, градусы			Характеристика вариаций уровня воды	
		с. ш.	в. д.					азимут простирания плоскости разрыва	угол падения плоскости разрыва	направление подвижки	амплитуда изменений уровня воды в скв. ЮЗ-5, Δh , см	объемная деформация в районе скв. ЮЗ-5, D, 10^{-9}
КЗ	971205/ 11:27	54.64	162.55	33	7.8	5.3	320	202	23	-74	-12.0	75±4
								39	68	-97		
ПКЗ	≈971120 по 971205	55.20	162.80	30	7.7	4.2	360	252	79	95	-11.0	68±4
								100	12	63		

Результаты моделирования показали, что на периодах часы – первые десятки суток не ожидается искажение амплитудного соотношения между вариациями уровня воды в скважине и изменениями порового давления. Это позволяет использовать среднюю величину амплитудного соотношения между суточными и полусуточными компонентами приливных вариаций уровня воды и соответствующими величинами объемной деформации в качестве нормирующего коэффициента для оценки сейсмотектонической деформации водовмещающих пород во всем диапазоне периодов проявления статически изолированных условий по формуле (1.2).

Продолжительность развития гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5 примерно соответствует по периоду верхней границе статически изолированных условий в системе «скважина – водовмещающая порода». В этом случае оценка деформации расширения водовмещающих пород на стадии подготовки Кроноцкого землетрясения составляет $D = (68 \pm 4) \cdot 10^{-9}$ (рис. 3.9, табл. 3.3). Эта величина относится к интервалу глубин 310-800 м (в среднем 500 м). Точность оценки $\pm 4 \cdot 10^{-9}$ определяется различием величин амплитудных факторов для отдельных приливных волн суточной и полусуточной групп в изменениях уровня воды (табл. 3.1) [Копылова, Болдина, 2012б].

В табл. 3.3 также приводится величина косейсмической деформации $D = (75 \pm 4) \cdot 10^{-9}$, полученная по (1.2) с использованием амплитуды понижения уровня воды $\Delta h = -12$ см в момент Кроноцкого землетрясения. Величина косейсмической деформации при землетрясении по уровнемерным данным хорошо согласуется по амплитуде (в пределах одного порядка величин) и по знаку (расширение) с результатами расчета объемной косейсмической деформации в районе скважины по модели дислокационного источника в однородном упругом полупространстве [Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010; Копылова, Болдина, 2012б].

Результаты геодезических измерений. Авторами [Gordeev et al., 2001; Левин, 2009] в связи с Кроноцким землетрясением по данным наблюдений на сети GPS-станций зарегистрированы пред-, ко- и постсейсмические горизонтальные деформации на расстояниях до сотен км от эпицентра. В течение 15-20 суток до землетрясения регистрировались перемещения ближайших к очагу станций с заметными амплитудами (рис. 3.14), выделенные авторами [Gordeev et al., 2001; Левин, 2009] в деформационный предвестник этого события. Перемещения GPS-станций происходили синхронно с развитием

гидрогеодинамического предвестника в изменениях уровня воды в двух скважинах (рис. 1.11А).

В работах [Gordeev et al., 2001; Левин, 2009] представлены результаты моделирования статического перемещения GPS-станций от точечного сдвигового источника общего вида в упругом полупространстве на стадии подготовки Кроноцкого землетрясения (рис. 3.14). Было показано, что моментная магнитуда сдвигового источника составляла $M_W = 7.7$, а его нормализованный тензор близок к двойному диполю (рис. 3.14, табл. 3.3). Такие предсейсмические движения авторы [Gordeev et al., 2001; Левин, 2009] объясняют развитием «медленного землетрясения», расположенного примерно в центре форшокового роя у северо-восточного края очага землетрясения (рис. 3.7, 3.14). По результатам моделирования также сделан вывод о преимущественно упругом характере наблюдаемых движений без признаков дилатансионной составляющей.

О синхронном проявлении геодезического и гидрогеодинамического предвестников Кроноцкого землетрясения. На рис. 1.11А приводится сопоставление перемещений GPS-станций относительно станции РЕТР и изменений уровня воды в скважинах Е-1 и ЮЗ-5 в течение 2.5 мес. до Кроноцкого землетрясения. Предсейсмические деформации, особенно ярко проявившиеся в перемещениях ближайших к эпицентру станций KLU, ES1 и KBG, возникли за 1 - 0.5 мес. до землетрясения и отражали предшествующие этому землетрясению преимущественно асейсмические движения в области очага [Копылова, Болдина, 2012б].

Примерно за три недели до землетрясения во время развития предсейсмических движений в изменениях уровней воды в двух скважинах, удаленных на 320 км от эпицентра, зарегистрированы бухтообразные понижения (рис. 1.11А), выделенные в гидрогеодинамический предвестник этого события [Копылова, 2001, 2008]. В работах [Копылова, 2001; Копылова, Болдина, 2012б] такие вариации уровня воды объясняются квазиупругой деформацией расширения водовмещающих пород вследствие развития предсейсмических движений в области очага.

Таким образом, синхронное проявление предсейсмических перемещений GPS-станций Камчатской сети и гидрогеодинамического предвестника в изменениях уровней воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1 может рассматриваться в качестве показателя связи этих явлений (рис. 1.11А) [Копылова, 2001; Копылова, Болдина, 2012б].

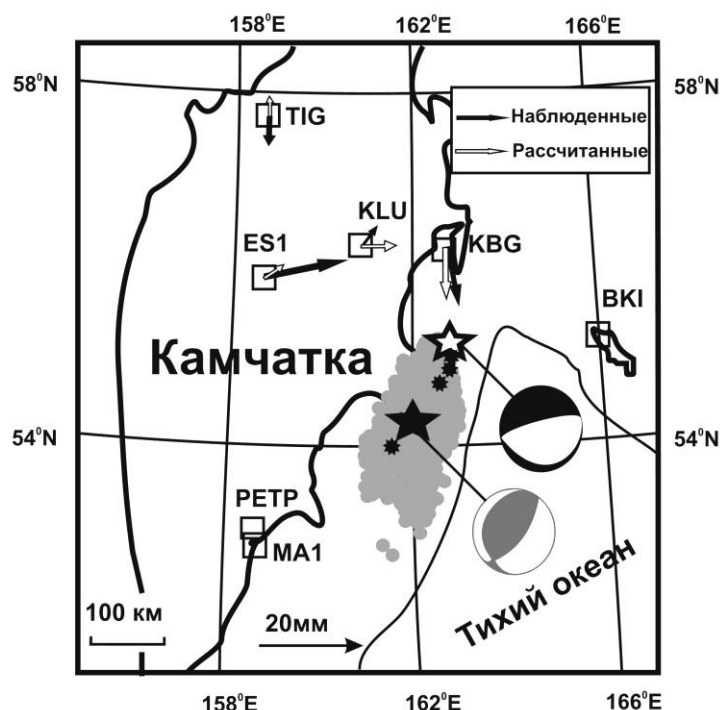


Рис. 3.14 - Наблюдаемые амплитуды предсейсмических движений перед Кроноцким землетрясением и результаты их инверсии для случая чистого сдвигового источника общего вида по [Gordeev et al., 2001; Левин, 2009]. Источник располагался в области форшоков (показаны маленькими черными звездами) на глубине 30 км. Белая звезда означает принятое положение реконструированного точечного источника; рядом показан его механизм очага. Квадратами показаны GPS-станции BKI, ES1, KBG, KLU, TIG, MA1, PETP – опорная станция.

О точности оценок величин предсейсмической деформации по уровнемерным данным. Для скважины ЮЗ-5 применялась модель упругого отклика уровня воды на объемную деформацию водовмещающих пород в диапазоне периодов проявления статически изолированных условий в системе «скважина – водовмещающая порода». Такая модель подтверждается результатами барометрического и приливного анализа вариаций уровня воды, согласованностью оценок косейсмической деформации по уровнемерным данным и по модели протяженного источника в однородном упругом полупространстве [Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010; Копылова, Болдина, 2012б; Болдина, Копылова, 2008], а также правдоподобными оценками величин упругих параметров водовмещающих пород [Копылова, Болдина, 2006]. Поэтому понижение уровня воды в скважине ЮЗ-5 перед Кроноцким землетрясением вполне могло соответствовать упругой реакции порового давления на предсейсмическую деформацию расширения водовмещающих пород [Копылова, 2001; Копылова, Болдина, 2012б].

3.5. Выводы

1. Гидрогеодинамический предвестник Кроноцкого землетрясения и косейсмические скачки уровня при сильных местных землетрясениях в скважине ЮЗ-5 объясняются неискаженной упругой реакцией порового давления на деформацию водовмещающих пород.

Определены характер и величины объемной косейсмической и предсейсмической деформации в районе скважины по амплитудам аномального изменения уровня воды и величине его приливной чувствительности:

- для шести землетрясений оценены величины косейсмической деформации водовмещающих пород ($D_1=75-1.6 \cdot 10^{-9}$), а также характер деформации по направлению изменения уровня воды. Понижение уровня воды фиксирует деформацию расширения водовмещающих пород, повышение уровня воды – их сжатие. Показано, что полученные оценки косейсмической деформации по данным уровнемерных наблюдений на камчатской скважине ЮЗ-5, в большинстве случаев, согласуются по знаку и по амплитуде с теоретическими оценками по модели протяженного источника дислокации [Okada, 1985]. Некоторое различие в величинах косейсмических объемных деформаций, полученных по обоим методам, определяются ошибками их определения, присущих обоим методам.

По соотношению энергетических характеристик землетрясений (магнитуда, энергетический класс) и их гипоцентральных расстояний оценены параметры землетрясений, сопровождающихся косейсмическими скачками уровня воды в скважине ЮЗ-5;

- в случае бухтообразного понижения уровня воды в скважине перед Кроноцким землетрясением, получена минимальная оценка величины деформации расширения насыщенных верхнемеловых пород на стадии подготовки землетрясения. Эта величина составила примерно $0.7 \cdot 10^{-7}$.

2. Постсейсмическое понижение уровня воды в скважине ЮЗ-5 после Кроноцкого землетрясения и в скважине 1309 после Олюторского землетрясения могло быть вызвано падением гидростатического напора на некотором удалении от скважин вследствие локального улучшения фильтрационных свойств водовмещающих пород при сейсмических сотрясениях, что подтверждает лабораторный эксперимент декольматации трещины при сейсмических колебаниях, проведенный авторами [Кочарян и др., 2011].

Оценен радиус чувствительности скважин к источнику падения напора. Для скважины ЮЗ-5 он составил $R=450$ м, а для скважины 1309 - $R=190$ м.

3. Колебания уровня воды в обеих скважинах ЮЗ-5 и 1309 возникают, в основном, вследствие резонансного усиления вариаций порового давления в стволе скважины при прохождении поверхностных волн от сильных удаленных землетрясений с периодами 44.6 с для скважины ЮЗ-5 и 33 с для скважины 1309.

Теоретические оценки возникновения затухающих осцилляций уровня воды в скважине ЮЗ-5 с периодом $\tau \approx 44$ с и в скважине 1309 с периодом $\tau \approx 33$ с вследствие резонансного усиления вариаций порового давления в системе «скважина - водовмещающая порода» при воздействии сейсмических волн показали, что такие изменения уровня воды могут возникать при величине T/r_w^2 не менее 1 с^{-1} . Эта величина превышает на два порядка аналогичную величину, полученную по приливному и барометрическому откликам уровня воды и по данным откачки из скважин (для скв. ЮЗ-5 $T/r_w^2 \leq 1.0-2.8 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$, для скв. 1309 $T/r_w^2 \leq 1.0-1.8 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$).

Предложена гипотеза, объясняющая временное улучшение фильтрационных свойств водовмещающих пород при прохождении поверхностных сейсмических волн за счет нарушения структуры трещинно-порового пространства и резкого увеличения проницаемости [Шмонов и др., 2002]. Для проверки этой гипотезы необходимо совершенствование системы уровнемерных наблюдений на скважинах и проведение проверочного эксперимента.

4. Показана принципиальная возможность использования ряда теоретических моделей для моделирования и описания гидрогеодинамических процессов формирования наблюдаемых гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважинах, в частности, модели статически-изолированной системы «скважина – водовмещающая порода»; модели удаленного точечного источника возмущения напора и модели колебаний уровня воды в скважине при прохождении поверхностных сейсмических волн от сильных удаленных землетрясений.

Глава 4. ФЕНОМЕНОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ ВАРИАЦИЙ УРОВНЯ ВОДЫ В СИСТЕМЕ «СКВАЖИНА – ВОДОВМЕЩАЮЩАЯ ПОРОДА»

Методология построения модели гидрогеодинамических процессов формирования различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в системе «скважина – водовмещающая порода» при различных механизмах сейсмического воздействия разработана впервые [Болдина, Копылова, 2009] и применена для реальных пьезометрических скважин ЮЗ-5 и 1309, в режиме которых зарегистрированы различные гидрогеосейсмические вариации уровня воды при воздействии землетрясений (рис.4.1).

В основу разработки такой модели положены:

- выявленные четыре типа гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5 [Копылова, 2001, 2006] (глава 1, раздел 1.2);
- результаты кросс-спектрального анализа вариаций уровня воды и атмосферного давления и оценка величины барометрической эффективности (глава 2, раздел 2.1);
- результаты приливного анализа вариаций уровня воды по программе ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994] и оценки величин приливной чувствительности уровня по отношению к теоретической деформации (глава 2, раздел 2.2);
- приложения теории пороупругости [Biot, 1941; Rice, Cleary, 1976] для статически изолированных систем «скважина – водовмещающая порода» [Rojstaczer, Agnew, 1989 и др.]; оцененные упругие параметры и пористость водовмещающих пород (глава 1, раздел 1.3.1);
- результаты обработки данных опытно-фильтрационных работ для уточнения величины водопроницаемости водовмещающих пород (глава 1, раздел 1.1);
- математическая модель инерционности водообмена между скважиной и водовмещающими породами при гармонических вариациях порового давления [Hsieh et al., 1987] (глава 1, раздел 1.3.1);
- математическая модель [Cooper et al., 1965], описывающая отклик уровня воды в скважине на прохождение поверхностных сейсмических волн (глава 1, раздел 1.3.3);
- решение одномерного уравнения математической теории диффузии для удаленного точечного источника возмущения [Карслоу, Егер, 1964; Crank, 1975] (глава 1, раздел 1.3.4);

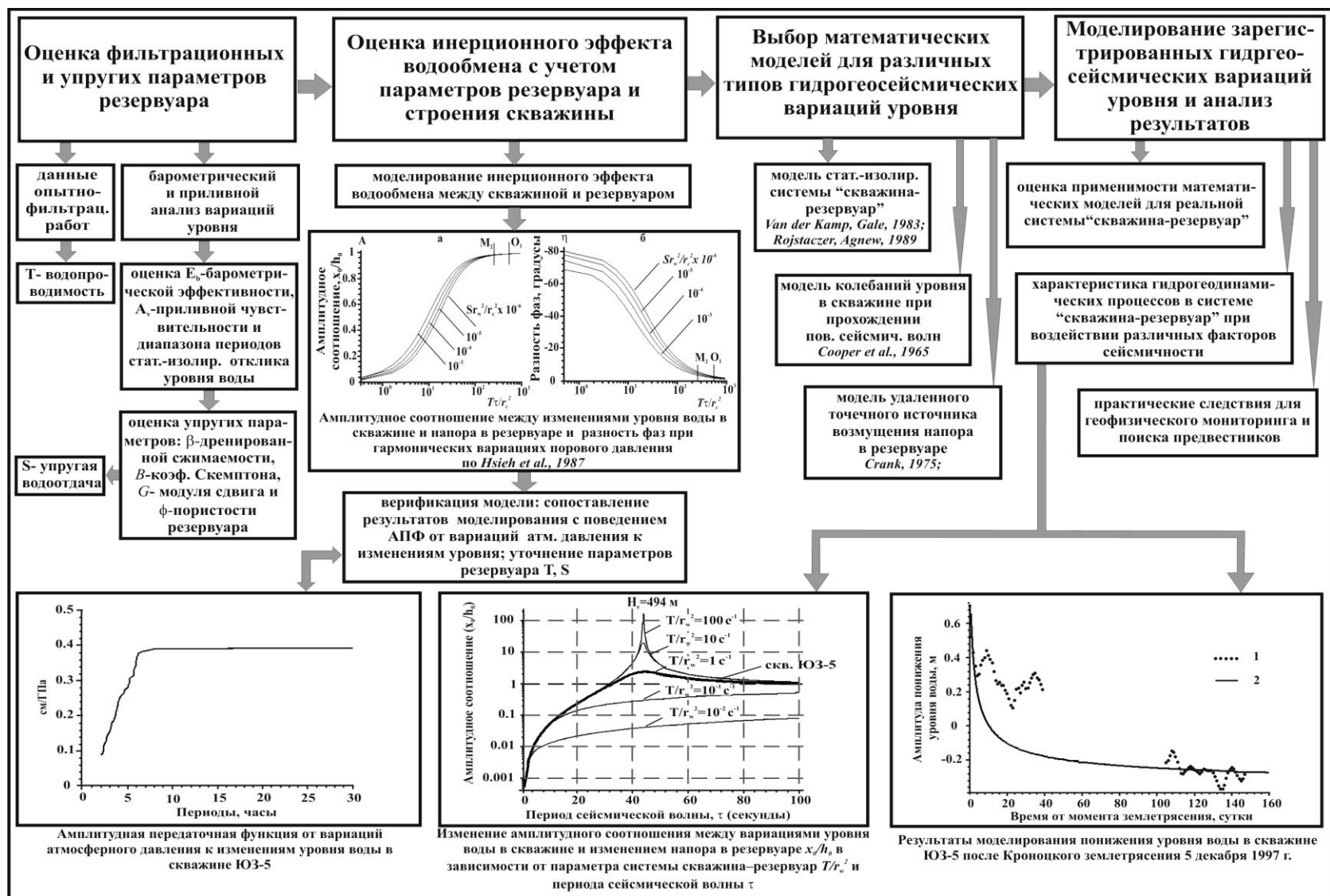


Рис.4.1 – Схема построения модели гидрогеодинамических процессов в системе «скважина – водовмещающие породы» при воздействии сейсмичности (на примере скважины ЮЗ-5).

- результаты математического моделирования различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважинах ЮЗ-5, 1309 (глава 3) и в скважине Е-1 (глава 4, раздел 4.2).

На рис.4.1 представлены основные этапы построения модели и содержание каждого из этапов.

Первый этап – оценка фильтрационных и упругих параметров вскрытых скважиной водовмещающих пород по данным опытно-фильтрационных работ и использования результатов барометрического и приливного анализа уровня воды.

Второй этап – оценка параметров инерционности водообмена между скважиной и вскрытыми ею водовмещающими породами с использованием математической модели [Hsieh et al., 1987] и верификация результатов моделирования по амплитудной передаточной функции от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды в скважине.

Третий этап – выбор математических моделей для описания зарегистрированных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в рассматриваемой скважине.

Четвертый этап включает моделирование зарегистрированных гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважине и анализ результатов моделирования.

Результатами четвертого этапа являются выводы о характере гидрогеодинамических процессов, формирующих соответствующие типы гидрогеосейсмических вариаций уровня воды, и практические следствия анализа таких вариаций уровня воды для геофизического мониторинга и поиска предвестников землетрясений, включающие количественные оценки и качественные заключения об изменениях НДС геологической среды в районе скважины.

4.1. Анализ и интерпретация результатов наблюдений на скважинах ЮЗ-5 и 1309

Для скважин ЮЗ-5 и 1309, в изменениях уровней воды которых зарегистрированы различные типы гидрогеосейсмических вариаций в связи с землетрясениями, возможно построение феноменологической модели различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в системе «скважина – водовмещающая порода» при различных механизмах сейсмического воздействия. Для построения такой модели необходимо оценить упругие и фильтрационные свойства водовмещающих пород, вскрытых скважинами, параметры инерционности водообмена между скважинами и вскрытыми водовмещающими породами,

наличие и параметры статически изолированного отклика уровня воды на изменения НДС водовмещающих пород.

Оценка упругих и фильтрационных параметров водовмещающих пород. По данным синхронных измерений уровня воды и атмосферного давления оценивались параметры барометрического отклика уровня методом кросс – спектрального анализа в диапазоне часовых – суточных периодов (рис. 2.1, 4.1) [Болдина, Копылова, 2006, 2009; Копылова, Болдина, 2006; Копылова 2006]. В диапазоне от 6 ч для скважины ЮЗ-5 и 20 ч для скважины 1309 до первых десятков суток величина барометрической эффективности постоянна и равна $E_b = 0.39$ см/гПа для скважины ЮЗ-5 и $E_b = 0.45$ см/гПа для скважины 1309 (табл. 2.1) при разности фаз между вариациями уровня воды и атмосферного давления -180° .

Приливная чувствительность оценивалась по выделенным амплитудам приливных волн в вариациях уровней воды и соответствующим теоретическим величинам приливной площадной A_s или объемной A_v деформации в районе скважины ЮЗ-5 $A_s = 0.096 \cdot 10^{-9}$ см/ 10^{-9} (табл. 2.1, 2.2а, рис. 2.3) и $A_v = 0.161 \cdot 10^{-9}$ см/ 10^{-9} (табл. 3.1, рис. 3.8) соответственно, а в районе скважины 1309 $A_s = 0.108 \cdot 10^{-9}$ см/ 10^{-9} (табл. 2.1, 2.2в, рис. 2.5). Величины приливной чувствительности определялись по суточным и полусуточным приливным волнам в изменениях уровня воды, для которых отношение сигнал/шум составляло не менее 10. Это указывает на достаточно надежное определение приливных параметров по уровнемерным данным для этих волн [Болдина, Копылова, 2006, 2009; Копылова, Болдина, 2006; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010].

Результаты анализа барометрического и приливного откликов уровней воды в скважинах позволяют принять гипотезу о статически изолированных условиях в диапазоне периодов часы – сутки – первые десятки суток. С использованием полученных величин E_b и A_s оценены упругие и фильтрационные параметры водовмещающих пород, вскрытых скважинами (табл. 2.4а, 2.4в). По данным откачки в скважине ЮЗ-5 и по экспресс наливу в скважине 1309 получены величины коэффициента водопроводимости водовмещающих пород, коэффициента фильтрации и величина пьезопроводности [Копылова, Болдина 2006].

Оценка инерционного эффекта водообмена между скважиной и водовмещающими породами с учетом их параметров и строения скважины. Величины упругих и фильтрационных параметров (табл. 2.4а, 2.4в) использовались при построении модели

реакции уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и 1309 на периодические изменения напора с учетом строения скважин [Hsieh et al., 1987; Болдина, Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2006]. На периодах приливных и барометрических воздействий (часы – сутки) не происходит искажение амплитудного соотношения и фазового сдвига между изменениями напора и вариациями уровня воды в обеих скважинах (рис. 2.7, 4.1, 2.9). Существенные искажения вследствие инерционности течения воды в скважину и из скважины могут ожидать только на периодах не более секунд – минут. Результаты моделирования амплитудного соотношения в зависимости от периода вариаций по [Hsieh et al., 1987] (рис. 2.7, 4.1, 2.9) хорошо согласуются с изменением амплитудных передаточных функций от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды в обеих скважинах (рис. 2.1, 4.1) и подтверждают достоверность величин упругих и фильтрационных параметров (табл. 2.4а, 2.4в) [Болдина, Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2006].

Выбор теоретических моделей для моделирования гидрогеосейсмических вариаций уровня воды и оценка их применимости к реальной системе «скважина – водовмещающая порода». На примере скважин ЮЗ-5 и 1309 показана принципиальная возможность использования ряда теоретических моделей для моделирования и описания гидрогеодинамических процессов формирования наблюдаемых гидрогеосейсмических вариаций уровня воды, в частности, модели статически изолированной системы «скважина – водовмещающая порода» [Rojstaczer, Agnew, 1989 и др.]; модели удаленного точечного источника возмущения напора [Карслоу, Егер, 1964; Crank, 1975]; модели колебаний уровня воды в скважине при прохождении поверхностных сейсмических волн [Cooper et al., 1965].

Модель статически изолированной системы «скважина – водовмещающая порода» [Rojstaczer, Agnew, 1989 и др.]. С учетом ряда упрощений, принятых в модели статически изолированной системы «скважина – водовмещающая порода» (рис. 1.17) [Rojstaczer, Agnew, 1989, Van der Kamp, Gale, 1983; Копылова, Болдина 2006], предполагается линейный характер связи между вариациями уровня воды и деформациями водовмещающих пород в диапазоне не менее трех порядков ($10^{-9} - 10^{-7}$). Поэтому по данным об изменениях уровня воды можно оценивать сеймотектоническую деформацию во всем диапазоне периодов проявления статически изолированного отклика уровня воды по формуле (1.2), соответствующей (1.16 и 1.18) [Копылова, 2006; Болдина, Копылова, 2009; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010; Болдина, Копылова, 2013; Rojstaczer, Agnew, 1989]:

Продолжительность развития гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5 (три недели) примерно

соответствует по периоду верхней границе статически изолированных условий в системе «скважина – водовмещающая порода». В этом случае оценка деформации расширения водовмещающих пород на стадии подготовки Кроноцкого землетрясения по (1.2) составляет $D = (68 \pm 4) \cdot 10^{-9}$ (рис. 3.9, 4.1, табл. 3.3) [Копылова, 2006; Болдина, Копылова, 2009, 2012б].

Формула (1.2) применялась также для оценки объемной косейсмической деформации в районе скважины ЮЗ-5 по амплитудам косейсмических скачков уровня. Для всех шести землетрясений (табл. 3.2) оценены величины объемной косейсмической деформации ($D_1 = 75 - 1.6 \cdot 10^{-9}$), а также характер деформации водовмещающих пород по направлению изменения уровня воды (табл. 3.2, рис. 3.8). Полагалось, что физический механизм формирования косейсмических скачков уровня соответствует отклику порового давления в водовмещающих породах на упругую деформацию водовмещающих пород при образовании сейсмического разрыва в очаге землетрясения [Копылова, Болдина, 2006; Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010; Болдина, Копылова, 2008].

В [Копылова, Стеблов, Болдина и др., 2010] для всех шести землетрясений приводятся оценки объемной косейсмической деформации в окрестности скважины D_2 по модели дислокации в однородном упругом изотропном полупространстве с использованием алгоритма Okada, 1985 (табл. 3.2). Примерное соответствие оценок косейсмической деформации по обоим методам показывает, во-первых, что амплитуды косейсмических скачков уровня воды адекватно отражают косейсмическую деформацию и, во-вторых, они практически не искажаются инерционностью водообмена между скважиной и водовмещающими породами. Это позволяет, в случае проявления косейсмических скачков, расширить диапазон проявления статически изолированного отклика уровня воды в скважинах в область малых периодов, составляющих минуты.

Модель удаленного точечного источника возмущения напора [Карслоу, Егер, 1964; Crank, 1975]. Длительное постсейсмическое понижение уровней воды после Кроноцкого землетрясения в скважине ЮЗ-5 и после Олюторского землетрясения в скважине 1309 может описываться математической моделью удаленного точечного источника возмущения напора (рис. 1.20) [Болдина, Копылова, 2006, 2009; Crank, 1975; Карслоу, Егер, 1964] по формуле (1.41).

Результаты моделирования по (1.41) показывают (рис. 3.6а, 4.1, 3.6б), что удовлетворительное соответствие в понижении уровня воды в скважине после Кроноцкого землетрясения с теоретической зависимостью, как в течение первых суток, так и за все время,

имеет место при величине пьезопроводности водовмещающих пород $c = 0.42 \text{ м}^2/\text{с}$ и расстоянии от источника падения порового давления до скважины $R = 450 \text{ м}$, а удовлетворительное соответствие в понижении уровня воды в скважине 1309 после Олюторского землетрясения при $c = 1.62 \text{ м}^2/\text{с}$ и $R = 190 \text{ м}$ (рис. 3.6б) [Болдина, Копылова, 2006, 2008].

Более вероятным процессом, вызывающим длительное понижение уровня воды в скважинах после землетрясения, является понижение порового давления в окрестности скважин, вследствие улучшения фильтрационных свойств водовмещающих пород при сейсмических сотрясениях [Болдина, Копылова, 2006, 2008, 2009], что подтверждает лабораторный эксперимент декольматации трещины при сейсмических колебаниях, проведенный авторами [Кочарян и др., 2010], который показывает, что динамические воздействия, даже малой амплитуды, могут приводить к изменению количества открытых трещин и их проницаемости. Это приводит к движению порового флюида, вариациям порового давления, а, соответственно, и фильтрационных параметров локального участка водонасыщенных пород.

Модель колебаний уровня воды в скважине при прохождении поверхностных сейсмических волн [Cooper et al., 1965]. Колебания уровня воды при сильных удаленных землетрясениях, в частности, в скважине ЮЗ-5 при прохождении сейсмических волн от Суматра – Андаманского землетрясения и в скважине 1309 от Симуширского землетрясения могут описываться математической моделью [Cooper et al., 1965].

Результаты моделирования показывают (рис. 3.3а, 4.1, 3.3б), что такие колебания уровня в скважине ЮЗ-5 могут возникать при прохождении сейсмических волн с периодами $\tau = 44.6 \text{ с}$ и в скважине 1309 - 33 с при величине параметра T/r_w^2 не менее 1 с^{-1} . Такая величина T/r_w^2 превышает на два порядка аналогичную величину, полученную по приливному и барометрическому откликам уровня воды и по данным откачки (экспресс наливу) из скважин ($T/r_w^2 \leq 2.8 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ для скв. ЮЗ-5 и $T/r_w^2 \leq 1.8 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ для скв. 1309) [Копылова, Болдина, 2007].

Для объяснения эффекта увеличения водопроницаемости привлекаются данные физического эксперимента [Шмонов и др., 2002], показывающие рост проницаемости водонасыщенных образцов горных пород при прохождении упругих сейсмических волн (рис. 3.5). В качестве механизма увеличения проницаемости рассматривается образование микрогидроразрывов в насыщенных породах при задержке в понижении порового давления

по отношению к снижению общего давления. В этом случае эффективное напряжение в скелете породы резко возрастает и может превысить предел его прочности [Копылова, Болдина, 2007].

4.2. Анализ и интерпретация результатов наблюдений на скважине Е-1

Скважина Е-1 вскрывает напорные солоноватые подземные воды в туфах неогенового возраста, находящиеся в гидродинамической зоне затрудненного водообмена (рис. 1.1, 1.3). На затрудненные условия водообмена указывают особенности уровня режима скважины, в частности, отсутствие годовой сезонности в изменениях уровня (рис. 1.7), а также химический состав воды и водопроницаемость водовмещающих пород $T = 0.005 \text{ м}^2/\text{сут.}$ [Копылова, 2001].

Наличие газа метаново-азотного состава в составе подземной воды приводит к увеличению сжимаемости порового флюида, по сравнению с обычной водой. Из-за этого свойства системы «скважина – водовмещающая порода» с газом становятся резко отличными от свойств скважин, вскрывающих обычные слабоминерализованные воды без газа. В скважине Е-1 это проявляется в отсутствии реакции уровня воды на земные приливы и в его слабой реакции на изменения атмосферного давления [Копылова, 2001]. Величина барометрической эффективности в диапазоне периодов от двух суток до десятков суток составляет $E_b = -0.01 \text{ см/гПа}$ (рис. 2.2) [Копылова, 2001, 2009; Копылова, Болдина, 2012а,б]. Такие особенности уровня режима скважины Е-1 не позволяют оценить упругие параметры и пористость водовмещающих пород с использованием величин барометрической эффективности E_b и приливной чувствительности A_s по методике, примененной к скважинам ЮЗ-5 и 1309. Поэтому для скважины Е-1 применение модели гидрогеодинамических процессов в системе «скважина – водовмещающая порода» при воздействии сейсмичности вызвало необходимость ее адаптации к таким гидрогеологическим условиям.

С середины 2006 по декабрь 2009 гг. в скважине Е-1 регистрировался восходящий тренд повышения уровня воды с аномально высокой скоростью (рис. 1.16). Повышение уровня началось за 1.9 года до начала роя землетрясений ($K_{\text{Смакс}} = 8.3$) в пределах субмеридиональной зоны, включающей постройку вулкана Корякский (координаты вершины $53.32^\circ \text{ с. ш.}, 158.72^\circ \text{ в. д.},$ высота 3456 м) (рис. 4.2), и за 2.5 года до усиления его

фумарольной активности. Дату 20 мая 2006 г. можно рассматривать как начало эффективного проявления источника деформации объемного сжатия в районе скважины [Копылова, Болдина, 2012а]. Повышение уровня воды закончилось примерно одновременно с окончанием роя землетрясений и фумарольной активизации вулкана (рис. 1.16). Продолжительность аномального изменения уровня воды составила около 3.5 лет, амплитуда повышения уровня воды - 1.22 м.

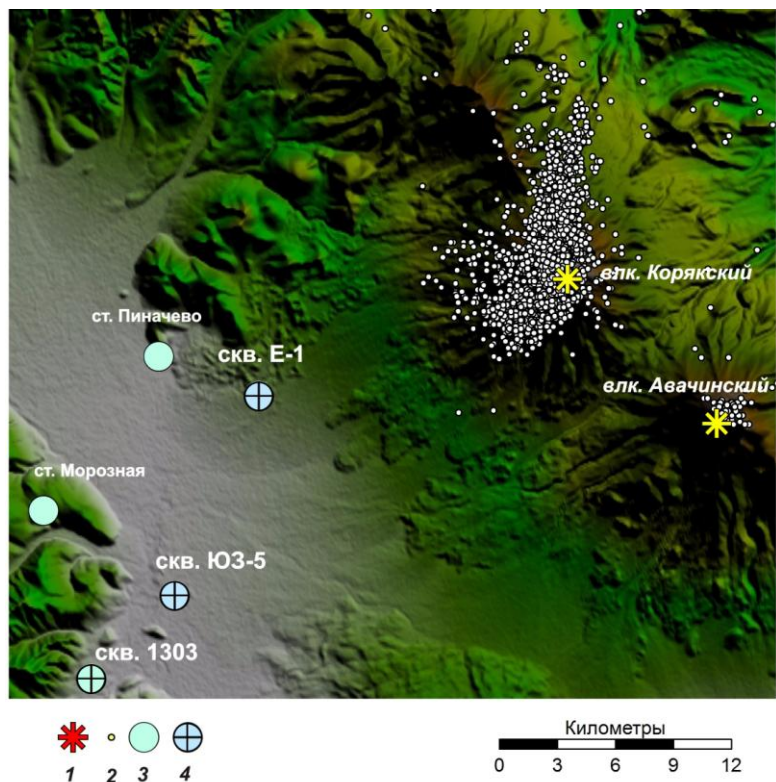


Рис. 4.2 - Карта района Авачинской вулканотектонической депрессии и ее обрамления. 1 – действующие вулканы; 2 – эпицентры роя землетрясений в районе вулкана Корякский 2008 – 2010 гг., $K_S = 3.1 - 8.3$; 3 – пункты наблюдений за химическим составом подземных вод; 4 – наблюдательные пьезометрические скважины.

Ранее в работах [Копылова, 2001, 2008] по данным многолетних наблюдений (с 1987 г. по настоящее время) была установлена чувствительность гидродинамического режима скважины Е-1 к процессам подготовки тектонических землетрясений с магнитудой $M \geq 5.0$ (табл. 4.1), возникающих в процессе поддвига Тихоокеанской океанической плиты под Охотоморскую плиту континентального типа. Понижения уровня воды с повышенной

скоростью в течение недели – первых месяцев регистрировались примерно перед 70% таких землетрясений на гипоцентральных расстояниях $R \leq 350$ км от скважины (рис. 1.15).

Таблица 4.1 - Землетрясения с $M \geq 5.0$ на расстоянии $R \leq 350$ км от скважины Е-1, май 2005 – 2010 гг.

Номер сейсмического события*	Дата землетрясения, дд.мм.гг	Магнитуда, М	Энергетический класс, K_s	Расстояние до скважины, R, км	Наличие предвестника в изменениях уровня воды
1	08.06.05	5.0	12.6	329	-
2	26.07.05	5.8	13.3	131	+
3	26.11.05	5.2	12.7	125	+
4	31.07.06	5.0	12.9	219	+
	24.08.06	6.5	14.3	276	
	01.09.06	5.7	12.9	110	
5	10.03.07	5.8	14.3	326	+
6	30.05.07	6.4	13.6	204	+
7	17.11.07	5.0	12.8	110	-
8	01.03.08	5.4	12.9	134	-
	06.03.08	5.5	13.1	270	
9	24.07.08	6.2	14.0	276	-
10	18.09.08	5.9	12.7	167	-
11	14.01.09	5.4	12.5	147	н.д.
12	11.06.09	5.2	12.5	134	н.д.
13	13.03.10	5.2	12.1	139	+
14	30.07.10	6.3	14.1	152	+
	30.07.10	5.4	12.6	153	
	15.08.10	5.5	12.9	145	
	21.08.10	5.2	12.6	296	
15	12.11.10	5.0	12.4	259	+
	16.11.10	5.4	13.3	185	

Примечание: * - В сейсмические события объединены землетрясения, происходящие последовательно на интервале времени до одного месяца; - – предвестник в изменениях уровня воды не выявлен; + – предвестник в изменениях уровня воды выявлен; н.д. – данные по изменениям уровня воды отсутствуют по техническим причинам.

Во время интенсивного повышения уровня воды в 2006-2009 гг. наблюдалось ослабление чувствительности скважины к процессам подготовки тектонических землетрясений. С 2010 г., т. е. после окончания повышения уровня воды, чувствительность скважины Е-1 к процессам подготовки землетрясений с $M \geq 5.0$ [Копылова, 2001, 2008] восстановилась (рис. 1.15). В 2010 г. гидрогеодинамический предвестник был зафиксирован перед всеми тремя сейсмическими событиями (13-15 в табл. 4.2, рис. 1.15в). Это указывало на

окончание действия источника объемного сжатия в районе скважины, которое сопровождалось стабилизацией гидродинамического режима [Копылова, Болдина, 2012а].

Оценка деформации объемного сжатия в районе скважины Е-1. Для оценки величины объемного сжатия использовалась формула связи изменений порового давления Δp и объемной деформации $\Delta \varepsilon$ для статически изолированных условий (1.7), т. е. для таких условий, когда течением воды в водовмещающих породах и водообменом между водовмещающей породой и стволом скважины можно пренебречь [Roeloffs, 1988]. Такая связь определяется упругими параметрами водовмещающих пород: коэффициентом Пуассона для условий отсутствия оттока воды (недренированные условия) ν_u , модулем сдвига G и коэффициентом Скемптона B , показывающим долю суммарного напряжения в скелете водовмещающей породы, передающуюся на поровый флюид [Копылова, Болдина, 2006, 2012а; Болдина, Копылова, 2006, 2013].

Амплитуда повышения уровня воды в скважине Е-1 с мая 2006 по декабрь 2009 гг. составила $\Delta h = 122$ см (рис. 1.16). Полагая, что амплитуда повышения уровня Δh полностью определяется приращением порового давления, можно (1.7) записать как

$$\Delta \varepsilon = -(\rho g \Delta h) / (2 / 3 G B [(1 + \nu_u) / (1 - 2\nu_u)]) . \quad (4.1)$$

Величина ν_u принималась равной 0.3, что является традиционным допущением для водоносных горизонтов в верхней части земной коры.

В условиях отсутствия оттока воды (недренированные условия) расчет упругих параметров G и B может проводиться по формулам теории пороупругости (глава 1, раздел 1.3.1) с использованием величин приливной чувствительности уровня воды по отношению к площадной деформации A_s и объемной деформации A_v , полученным по результатам приливного анализа часовых вариаций уровня воды [Болдина, Копылова, 2013; Копылова, Болдина, 2006, 2012а].

При расчете величины коэффициента Скемптона B , входящего в выражение (4.1), используются величины сжимаемостей скелета породы β , твердой фазы скелета β_u и флюида β_f , а также пористости ϕ . Ниже приводятся формулы для определения коэффициента Скемптона:

$$B = \frac{\rho g A_s \beta}{1 + \rho g A_s (\beta - \beta_u)} , \quad (4.2)$$

$$B = \frac{(\beta - \beta_u)}{(\beta - \beta_u) + \phi(\beta_f - \beta_u)}, \quad (4.3)$$

$$B = \rho g \beta_u A_v, \quad (4.4)$$

где $\beta_u = 0.3 \cdot 10^{-10} \text{ Па}^{-1}$ (кварц). (4.2) приводится по [Igarashi, Wakita, 1991], (4.3) и (4.4) - по [Rojstaczer, Agnew, 1989; Roeloffs, 1988]. В случае скважины Е-1 в (4.2) - (4.4) входят неизвестные величины параметров A_s , A_v , β и ϕ .

Так как уровень воды в скважине Е-1 не реагирует на земные приливы, поэтому деформометрическая чувствительность уровня, необходимая для определения упругих параметров водовмещающих пород, оценивалась не по приливной чувствительности уровня, как в случае скважин ЮЗ-5, 1303 и 1309, а по данным о проявлении гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г., $M_w = 7.8$ в изменениях уровня в скважин Е-1 и ЮЗ-5 (рис. 1.11А) [Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2012а,б]. Амплитуды понижения уровней воды Δh в скважинах Е-1 и ЮЗ-5 составили -1 см и -11 см соответственно. В [Копылова, 2006; Копылова Болдина, 2012а,б] полагалось, что такие понижения уровней были вызваны квазиупругой деформацией расширения водовмещающих пород при развитии преимущественно асейсмических движений, предшествующих Кроноцкому землетрясению. Кроме этого, принималось, что величины предсейсмической деформации расширения были примерно одинаковыми в районах обеих скважин, расположенных на расстоянии 11 км (рис. 1.1).

Приблизительная величина деформометрической чувствительности уровня в скважине Е-1 получена из уравнения $\Delta h^{ЮЗ-5} / A_v^{ЮЗ-5} = \Delta h^{Е-1} / A_v^{Е-1}$, где $A_v^{ЮЗ-5} = 0.161 \text{ м}/10^{-7}$, и составила $A_v^{Е-1} = 0.015 \text{ м}/10^{-7}$. При величине коэффициента Пуассона $\nu = 0.25$ величина $A_s^{Е-1}$ составляет $0.010 \text{ м}/10^{-7}$.

Величины упругой водоотдачи водовмещающих пород S и сжимаемости флюида β_f оценивались по результатам моделирования восстановления уровня воды после спуска датчика акустической эмиссии в ствол скважины 11 марта 2009 г. (резкое повышение уровня на рис. 1.16а). Спуск датчика сопровождался повышением уровня на 13 см с последующей его стабилизацией в течение 40-45 сут [Копылова, Болдина, 2011, 2012а].

Данные 10-тиминутных замеров во время стабилизации уровня воды сравнивались с эталонными кривыми понижения уровня при заданных величинах водопроводимости T и упругой водоотдачи S (рис. 4.3), полученными из решения уравнения нестационарной

фильтрации для совершенной скважины по степени и характеру вскрытия однородных, изотропных и неограниченных по протяженности водонасыщенных пород [Синдаловский, 2006].

По результатам моделирования наиболее приемлемой величиной сжимаемости подземной воды при водопроводимости $T = 0.004 \text{ м}^2/\text{сут}$ и упругой водоотдаче $S = 5.8 \cdot 10^{-5}$ (рис. 4.3) является $\beta_f = 4.4 \cdot 10^{-9} \text{ Па}^{-1}$. Такая величина β_f на порядок больше, чем сжимаемость обычной воды, и указывает на небольшое содержание свободного газа в порово-трещинном пространстве водовмещающей породы [Копылова, Болдина, 2012а].

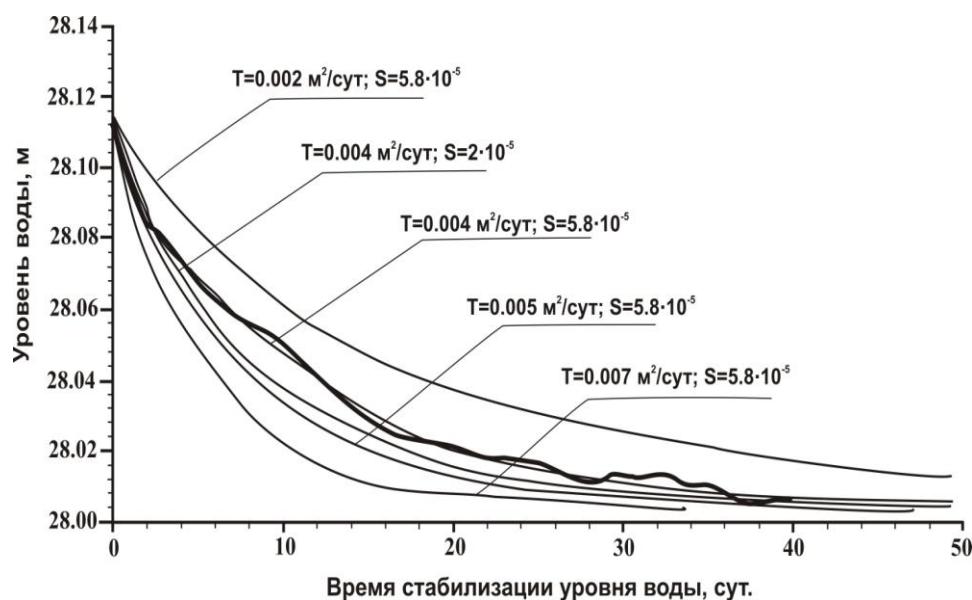


Рис. 4.3 - Стабилизация уровня воды в скважине Е-1 после спуска датчика акустической эмиссии в ее ствол: жирной линией показано изменение уровня воды по данным 10-минутных измерений, тонкими линиями показаны расчетные понижения уровня воды при различных величинах водопроводимости T и упругой емкости S .

Величина сжимаемости скелета породы β (табл. 4.2) получена из формулы $S = d[\rho g(\beta + \phi\beta_f)]$, где d – мощность водовмещающих пород, равная 22 м. При этом величина сжимаемости скелета породы $\beta = 7.4 \cdot 10^{-11} \text{ Па}^{-1}$, полученная для скважины 1303 (табл. 2.46), использовалась в качестве начального приближения при оценке величины упругой водоотдачи водовмещающих пород, вскрытых скважиной Е-1. Величина пористости ϕ принималась равной не более 0.06 также по аналогии с величиной пористости туфогенно-осадочных неогеновых отложений, вскрытых скважиной 1303 в диапазоне глубин 517-717 м (средняя глубина 617 м) [Копылова, Болдина, 2012а].

Следует отметить, что величина водопроницаемости $T = 0.004 \text{ м}^2/\text{сут}$ хорошо согласуется с полученной ранее, в 1991 г., величиной водопроницаемости по результатам обработки восстановления уровня воды после экспресс-налива.

С использованием (4.2) величина $B = 0.07$; по (4.3) $B = 0.17$; по (4.4) $B = 0.044$. Таким образом, по (4.2) - (4.4) получена оценка величины B в диапазоне значений $0.04 - 0.17$, в среднем, 0.09 [Копылова, Болдина, 2012а]. Модуль сдвига G в (4.1) определялся по формуле (1.21) [Van der Kamp, Gale, 1983].

Таблица 4.2 - Величины упругих параметров водовмещающих пород, вскрытых скважиной Е-1

Сква- жина	Баромет- рическая эффе- ктив- ность E_b , см/гПа	Приливная чувстви- тельность A_s / A_v , $\text{м}/10^{-7}$	Дрени- рован- ная Сжима- емость скелета β , $\text{Па}^{-1} \cdot 10^{-11}$	Модуль сдвига G , $\text{Па} \cdot 10^{10}$	Коеф- фициент Скемптона B	Порис- тость ϕ	Упругая водо- отдача S
Е-1	$0.01/0.1^1$	$0.020/0.031^2$	7.59	0.79	$0.07 \div 0.17$	0.01-0.06	$5.8 \cdot 10^{-5}$

Примечание: ¹ – первое число – оценка барометрической эффективности для суточного диапазона периодов, второе число – для диапазона периодов десятки – сотни суток; ² – оценки деформометрической чувствительности уровня воды с учетом инерционного эффекта водообмена в системе «скважина – водовмещающая порода с газом»

С использованием (4.1) и оцененных упругих параметров водовмещающих пород, вскрытых скважиной Е-1 (табл. 4.2), приблизительная величина деформации объемного сжатия в течение времени аномального повышения уровня воды составила в районе скважины Е-1 $\Delta \epsilon = -(4.1 \cdot 10^{-6} - 1.5 \cdot 10^{-5})$ [Копылова, Болдина, 2012а]. Источником деформации были тектонические напряжения растяжения в пределах субмеридиональной зоны, которые развивались как до, так и во время сейсмической активизации в районе вулкана Корякский (рис. 4.2) и усиления его фумарольной деятельности.

Выделившаяся сейсмическая энергия в пределах субмеридиональной зоны ($0.5 \cdot 10^9$ Дж) примерно сопоставима с энергией парогазовой разгрузки ($3 \cdot 10^9$ Дж). Полагая, что выделившаяся сейсмическая энергия составляет не более первых процентов от общей энергии тектонических движений, становится очевидным, что именно такие движения являются главным источником деформации сжатия водовмещающих пород в районе скважины Е-1 [Копылова, Болдина, 2012а]. Аналогичный вывод о преимущественной связи

сейсмичности в пределах субмеридиональной зоны с тектоническими процессами также приводится в [Гордеев, Дроздин, 2010; Селиверстов, 2009; Сеньюков, Нуждина, 2010].

Оценка инерционности водообмена в скважине E-1 и уточнение величины объемной деформации водовмещающих пород. Основными факторами, ослабляющими отклик уровня воды в пьезометрической скважине на изменения порового давления в изолированных водовмещающих породах, являются инерционность водообмена в системе «скважина – водовмещающая порода» и течение (фильтрация) воды в водовмещающих породах [Rojstaczer, 1988].

Особенности скважины E-1 указывают на застойные условия водообмена в контролируемых водовмещающих породах (табл. 1.1) и позволяют принять гипотезу о незначительном искажении отклика уровня воды на сейсмотектоническую деформацию водовмещающих пород за счет течения воды.

Вследствие инерционности водообмена в системе «скважина – водовмещающая порода» происходит запаздывание в изменениях уровня воды по отношению к изменениям напора. Т. е. в некотором диапазоне периодов отклик уровня воды на вариации порового давления может либо не проявляться, либо сильно ослабляться.

С использованием математической модели [Hsieh et al., 1987], описывающей зависимость амплитудного соотношения и фазового сдвига между изменениями уровня воды в скважине и напора от периода вариаций с учетом геометрических размеров скважины, водопроницаемости T и упругой емкости S , выполнены оценки параметров инерционности водообмена в скважине E-1 (рис. 4.4) [Копылова, Болдина, 2012а].

Из графика амплитудного соотношения между вариациями уровня воды в скважине и напором (рис. 4.4а), видно, что величина полного отклика уровня воды $x_0 / h_0 = 1$, где x_0 – изменения уровня воды, h_0 – изменение напора достигается на периоде τ , равном 220-230 сут [Копылова, Болдина, 2012а]. Это согласуется с экспериментальными данными, показывающими отсутствие приливных вариаций, а также весьма слабый барометрический отклик уровня воды и его возрастание с увеличением периода вариаций [Копылова, 2009]. Сопоставление общего времени повышения уровня воды в скважине E-1 (примерно 1320 сут) и периода формирования полного отклика уровня в системе «скважина – водовмещающая порода» с газом (220-230 сут) также показывает правомочность использования формулы (4.1) при оценке объемной деформации.

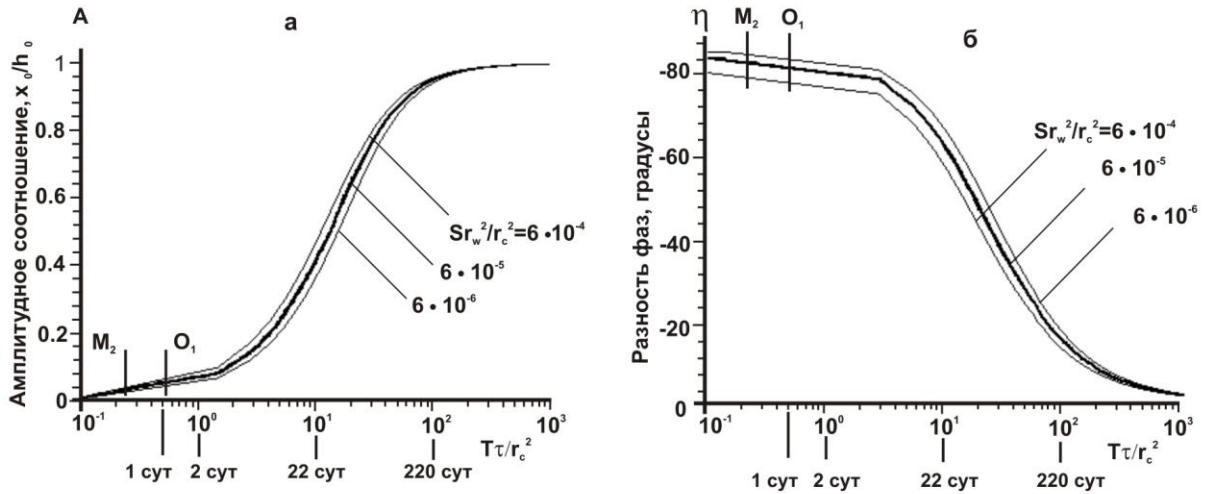


Рис.4.4 - Характеристика инерционного эффекта водообмена в системе «скважина Е-1 – водовмещающая порода» с газом (а - амплитудное соотношение между изменениями уровня воды в скважине x_0 и напора h_0 ; б – фазовое запаздывание) в зависимости от периода вариаций τ при различных значениях безразмерного параметра Sr_w^2/r_c^2 . М₂, О₂ – приливные волны с периодами 12.42 ч и 25.82 ч соответственно. Жирными линиями показаны наиболее вероятные приближения модели к фактическим данным. По горизонтальным осям вертикальными линиями отмечены значения периода вариаций τ .

При расчетах реакции уровня воды в скважине Е-1 на периодические изменения порового давления по [Hsieh et al., 1987] использовались величины пористости водовмещающих пород ϕ от 1 до 6%. При этом изменение безразмерной величины Sr_w^2/r_c^2 различалось незначительно $2.2 - 5.8 \cdot 10^{-5}$ и соответствует модели, показанной жирной линией на рис. 4.4а. Это показывает, что изменение величины пористости в указанном диапазоне не оказывает существенного влияния на оценку параметров инерционности водообмена для скважины Е-1 [Копылова, Болдина, 2012а].

На стадии подготовки Кронюцкого землетрясения продолжительность бухтообразного понижения уровня воды в скважине Е-1 составляло 22 сут. С учетом инерционности водообмена, на периоде $\tau = 22$ сут имеет место неполный отклик уровня воды на изменение порового давления при величине амплитудного соотношения $x_0/h_0 = 0.48$ (рис. 4.4а). Поэтому можно полагать, что при понижении уровня воды $x_0 = -1$ см падение напора составляло $\Delta h = -2.1$ см водяного столба. С учетом инерционности водообмена, деформометрическая чувствительность скважины Е-1 из уравнения $\Delta h^{IO3-5}/A_v^{IO3-5} = \Delta h^{E-1}/A_v^{E-1}$ составляет $A_v^{E-1} = 0.031 \text{ м}/10^{-7}$. Соответственно величина A_s^{E-1} составляет $0.020 \text{ м}/10^{-7}$ (табл. 4.2).

С учетом полученной величины A_s , диапазон величин коэффициента Скемптона по (4.2) – (4.4) $B = 0.07 \div 0.17$, величина деформации объемного сжатия во время развития восходящего тренда по (4.1) $\Delta \varepsilon = - (4.1 \cdot 10^{-6} - 9.9 \cdot 10^{-6})$ [Копылова, Болдина, 2012a].

4.3. Выводы

1. Исследование гидрогеодинамических процессов в системе «скважина – водовмещающая порода» на основе данных о вариациях уровня воды в скважинах ЮЗ-5 1309, анализа барометрического, приливного откликов и математического моделирования позволяет предложить феноменологическую модель поведения системы «скважина – водовмещающая порода» при различных механизмах сейсмического воздействия (рис. 4.1):

- статически изолированный отклик уровня воды (порового давления) на упругую деформацию водовмещающих пород при изменении их напряженного состояния на ко - и предсейсмической стадиях сильных землетрясений;

- эффект усиления вариации порового давления в системе «скважина – водовмещающая порода» при прохождении низкочастотных сейсмических волн с частотами не менее резонансной частоты скважины;

- постсейсмическое падение порового давления в окрестности скважины в результате комплексного воздействия сильного землетрясения на состояние водовмещающих пород, вскрытых скважиной.

2. На основе созданной феноменологической модели поведения реальной системы «скважина – водовмещающая порода» при различных механизмах сейсмического воздействия (рис.4.1) объясняются гидрогеодинамические процессы формирования различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды, зарегистрированных в скважинах ЮЗ-5 и 1309:

- гидрогеодинамический предвестник Кроноцкого землетрясения и косейсмические скачки уровня при сильных местных землетрясениях, зарегистрированные в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5, объясняются неискаженной упругой реакцией порового давления на деформацию водовмещающих пород;

- постсейсмическое понижение уровня воды после Кроноцкого землетрясения в скважине ЮЗ-5 и в скважине 1309 после Олюторского землетрясения могло быть вызвано

падением напора в водовмещающих породах на некотором удалении от скважин вследствие локального улучшения фильтрационных свойств при сейсмических сотрясениях;

- колебания уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и 1309 возникают, в основном, вследствие резонансного усиления вариаций порового давления в стволе скважины при прохождении поверхностных волн от сильных удаленных землетрясений с периодами 44.6 с для скважины ЮЗ-5 и 33 с для скважины 1309. Обнаружен эффект кратковременного улучшения фильтрационных свойств водовмещающих пород при прохождении таких волн.

3. Применение предложенной модели для скважины Е-1 вызвало необходимость ее адаптации для условий, когда в изменениях уровня воды не проявляется реакция на земные приливы и поэтому невозможно определить величину приливной чувствительности уровня воды. Особенности скважины Е-1 также являются малая водопроницаемость водовмещающих пород и замедленный водообмен между скважиной и водовмещающими породами, а также повышенная сжимаемость подземной воды из-за присутствия газа в ее составе.

На примере скважины Е-1 продемонстрирована возможность количественной оценки объемной деформации водовмещающих пород по данным уровнемерных наблюдений в условиях отсутствия приливного отклика уровня воды. С учетом оцененных упругих параметров водовмещающих пород на основе моделирования восстановления уровня после спуска датчика акустической эмиссии в ствол скважины по амплитуде повышения уровня воды с 20 мая 2006 по декабрь 2009 гг. (рост порового давления составил $\Delta p = 12.2$ кПа или 0.12 бар) оценена величина деформации объемного сжатия в районе скважины Е-1 $\Delta \varepsilon = - (4.1 - 9.9) \cdot 10^{-6}$. Приведенные величины $\Delta \varepsilon$ имеют оценочный характер, т. к. при их получении использовались ряд гипотетических предположений, в частности, о примерном равенстве величин объемной деформации в районах скважин ЮЗ-5 и Е-1 на стадии подготовки Кроноцкого землетрясения, о примерном соответствии величин пористости водовмещающей породы в скважинах 1303 и Е-1.

4. Наиболее вероятным источником деформации сжатия являются тектонические напряжения, связанные с формированием субмеридиональной раздвиговой зоны в земной коре в районе вулкана Корякский. Вследствие действия источника объемного сжатия и роста порового давления в водовмещающих породах с середины 2007 по 2009 гг., т.е. в течение 2.5 лет, наблюдалось понижение чувствительности гидродинамического режима скважины Е-1 к процессам подготовки сильных тектонических землетрясений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основным результатом работы является объяснение гидрогеодинамических процессов формирования различных типов гидрогеосейсмических вариаций уровня воды, зарегистрированных в скважинах Камчатки в рамках созданной феноменологической модели поведения системы «скважина – водовмещающая порода» при различных механизмах сейсмического воздействия:

- статически изолированный отклик уровня воды (порового давления) на упругую деформацию водовмещающих пород при изменении их напряженного состояния на ко - и предсейсмической стадиях сильных землетрясений;

- эффект усиления вариации порового давления в системе «скважина – водовмещающая порода» при прохождении низкочастотных сейсмических волн с частотами не менее резонансной частоты скважины;

- постсейсмическое падение порового давления в окрестности скважины в результате комплексного воздействия сильного землетрясения на состояние водовмещающих пород, вскрытых скважиной.

Для создания феноменологической модели процессов формирования гидрогеосейсмических вариаций в системе «скважина – водовмещающая порода» при воздействии сейсмичности были решены следующие научные задачи:

1. По данным синхронных наблюдений за вариациями уровня воды и атмосферного давления в скважинах Е-1, ЮЗ-5, 1303 и 1309 исследован барометрический отклик и выполнена оценка величины барометрической эффективности E_b в диапазоне часовых-суточных периодов.

Для скважины ЮЗ-5 в диапазоне вариаций уровня воды и атмосферного давления от 6 часов до десятков суток величина E_b постоянна и равна 0.39 см/гПа при разности фаз -180° , для скважины 1303 и 1309 в диапазоне вариаций уровня воды и атмосферного давления от 20 часов до десятков суток величина E_b постоянна и равна 0.43 см/гПа для скважины 1303 и 0.45 см/гПа для скважины 1309 при разности фаз -180° . Это позволяет принять гипотезу о статически изолированных условиях в водовмещающих породах, вскрытых скважинами ЮЗ-5, 1303 и 1309.

Для скважины Е-1 обнаружена частотная зависимость изменения барометрического отклика в диапазоне периодов часы – сутки – десятки суток. При

увеличении периода вариаций атмосферного давления происходит рост величины E_b от менее 0.01 до 0.135 см/гПа при увеличении разности фаз от -106° до -166° .

2. На основании приливного анализа данных уронемерных наблюдений на скважинах ЮЗ-5, 1303 и 1309 (с использованием программы ETERNA 3.0) оценены величины приливной чувствительности по отношению к площадной деформации A_s для каждой из скважин. Для скважины ЮЗ-5 A_s равна $0.096 \text{ см}/10^{-9}$, для скважины 1303 - $0.17 \text{ см}/10^{-9}$, для скважины 1309 - $0.108 \text{ см}/10^{-9}$.

Уровень воды в скважине Е-1 не реагирует на приливы, поэтому величина A_s для нее не установлена.

3. На основании полученных величин приливной чувствительности уровня воды A_s и барометрической эффективности E_b оценены параметры водовмещающих пород, вскрытых скважинами ЮЗ-5, 1303 и 1309, - дренированная сжимаемость скелета водовмещающих пород β , модуль сдвига G , коэффициент Скемптона B , удельная упругая емкость S_s и пористость ϕ .

Для скважин ЮЗ-5, 1303 и 1309 оцененные величины сжимаемости скелета породы, коэффициента Скемптона, удельной упругой емкости и пористости удовлетворяют ограничениям, полученным для этих величин из анализа связи упругих параметров водовмещающих пород и величин E_b и A_s .

Кроме этого, сравнение полученных величин с данными петрофизических исследований пород и расчетов, выполненных авторами работы [Van der Kamp, Gale, 1983] для водовмещающих пород, сложенных песчаниками, показывает, что величины упругих параметров и пористости хорошо согласуются с данным из [Van der Kamp, Gale, 1983].

4. На основе модели инерционного водообмена между скважиной и водовмещающими породами построены теоретические зависимости отклика уровня воды в скважинах ЮЗ-5, 1303 и 1309 на периодические изменения порового давления в диапазоне минутных и часовых периодов, учитывающие геометрию скважин, упругие и фильтрационные параметры водовмещающих пород, инерционный эффект водообмена между скважинами и водовмещающими породами.

Установлено, что на периодах более 6 ч для скважины ЮЗ-5 и более 20 ч для скважин 1303 и 1309 амплитудное соотношение A между вариациями напора и изменениями уровня воды в скважине практически равно единице. Отсюда следует, что для скважины ЮЗ-5 инерционный эффект водообмена не оказывает существенного

влияния на амплитуду проявления приливного отклика в изменениях уровня воды. Для скважины 1309 в диапазоне приливных периодов эффектом водообмена можно пренебречь, т.к. амплитудное соотношение A между вариациями напора и изменениями уровня воды в скважине составляет 0.98-0.99, для скважины 1303 величина приливной чувствительности по волне M_2 искажена за счет инерционного эффекта течения воды в и из скважины. Поэтому для более надежного определения упругих и фильтрационных параметров водовмещающих пород, вскрытых скважиной, использовалась приливная чувствительность, полученная по приливной волне O_1 .

Результаты моделирования согласуются с изменением амплитудных передаточных функций от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды в скважинах и показывают, что на периодах, соответствующих диапазону действия приливных и медленных сеймотектонических вариаций НДС водовмещающих пород (часы - десятки суток), искажение отклика уровня воды в скважинах на изменения порового давления не ожидается.

Научные результаты, полученные на основе созданной модели:

1. Гидрогеодинамический предвестник Кроноцкого землетрясения и косейсмические скачки уровня при сильных местных землетрясениях в скважине ЮЗ-5 объясняются неискаженной упругой реакцией порового давления на деформацию водовмещающих пород.

Определены характер и величины объемной косейсмической и предсейсмической деформации в районе скважины по амплитудам аномального изменения уровня воды и величине его приливной чувствительности:

- для шести землетрясений оценены величины косейсмической деформации водовмещающих пород ($D_1 = 75 - 1.6 \cdot 10^{-9}$), а также характер деформации по направлению изменения уровня воды. Понижение уровня воды фиксирует деформацию расширения водовмещающих пород, повышение уровня воды – их сжатие. Показано, что полученные оценки косейсмической деформации по данным уровнемерных наблюдений на камчатской скважине ЮЗ-5, в большинстве случаев, согласуются по знаку и по амплитуде с теоретическими оценками по модели протяженного источника дислокации [Okada, 1985]. По соотношению энергетических характеристик землетрясений (магнитуда, энергетический класс) и их гипоцентральных расстояний оценены параметры землетрясений, сопровождающихся косейсмическими скачками уровня воды в скважине ЮЗ-5;

- в случае бухтообразного понижения уровня воды в скважине ЮЗ-5 перед Кроноцким землетрясением, получена минимальная оценка величины деформации

расширения насыщенных верхнемеловых пород на стадии подготовки землетрясения. Эта величина составила примерно $0.7 \cdot 10^{-7}$.

2. Постсейсмическое понижение уровня воды в скважине ЮЗ-5 после Кроноцкого землетрясения и в скважине 1309 после Олюторского землетрясения могло быть вызвано падением напора на некотором удалении от скважин вследствие локального улучшения фильтрационных свойств водовмещающих пород при сейсмических сотрясениях, что подтверждает лабораторный эксперимент декольматации трещины при сейсмических колебаниях, проведенный авторами [Кочарян и др., 2011]. Оценен радиус чувствительности скважин к точечному источнику падения напора. Для скважины ЮЗ-5 он составил $R=450$ м, а для скважины 1309 - $R=190$ м.

3. Колебания уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и 1309 возникают, в основном, вследствие резонансного усиления вариаций порового давления в стволе скважины при прохождении поверхностных волн от сильных удаленных землетрясений с периодами $\tau \approx 44.6$ с для скважины ЮЗ-5 и $\tau \approx 33$ с для скважины 1309. Теоретические оценки возникновения затухающих осцилляций уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и 1309 показали, что такие изменения уровня воды могут возникать при величине T/r_w^2 не менее 1 с^{-1} . Эта величина превышает на два порядка аналогичную величину, полученную по приливному и барометрическому откликам уровня воды и по данным откачки из скважин (для скв. ЮЗ-5 $T/r_w^2 \leq 1.0-2.8 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$, для скв. 1309 $T/r_w^2 \leq 1.0-1.8 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$).

Предложена гипотеза, объясняющая временное улучшение фильтрационных свойств водовмещающих пород при прохождении поверхностных сейсмических волн за счет нарушения структуры трещинно-порового пространства и резкого увеличения проницаемости [Шмонов и др., 2002]. Для проверки этой гипотезы необходимо совершенствование системы уронемерных наблюдений на скважинах и проведение проверочного эксперимента.

Впервые построенная феноменологическая модель гидрогеодинамических процессов в системе «скважина – водовмещающая порода» при различных механизмах сейсмического воздействия применена для реальных пьезометрических скважин ЮЗ-5 и 1309. В дальнейшем она может привлекаться для интерпретации текущих данных уронемерных наблюдений в скважинах сейсмоактивных регионов в целях мониторинга НДС среды.

Примечательными особенностями скважины Е-1, по сравнению с другими наблюдательными скважинами, являются застойные условия водообмена между скважиной и водовмещающими породами и очень малая их водопроницаемость,

повышенная сжимаемость поровой воды из-за присутствия газа в ее составе, низкая величина коэффициента Скемптона, значительная инерционность водообмена между водовмещающими породами и стволом скважины. Особенности уровня режима скважины Е-1 (отсутствие реакции уровня воды на земные приливы и его слабая реакция на изменения атмосферного давления) не позволяют оценить упругие параметры и пористость водовмещающих пород с использованием величин барометрической эффективности E_b и приливной чувствительности A_s по методике, примененной к скважинам ЮЗ-5 и 1309. Поэтому для скважины Е-1 применение модели гидрогеодинамических процессов в системе «скважина – водовмещающие породы» при воздействии сейсмичности вызвало необходимость ее адаптации к таким гидрогеологическим условиям.

На примере скважины Е-1 продемонстрирована возможность количественной оценки объемной деформации водовмещающих пород по данным уровнемерных наблюдений в условиях отсутствия приливного отклика уровня воды. С учетом оцененных упругих параметров водовмещающих пород на основе моделирования восстановления уровня после спуска датчика акустической эмиссии в ствол скважины по амплитуде повышения уровня воды в течение времени с 20 мая 2006 по декабрь 2009 гг. (рост порового давления вследствие деформации объемного сжатия водовмещающих пород составил $\Delta p = 12.2$ кПа или 0.12 бар) оценена величина деформации объемного сжатия в районе скважины Е-1 $\Delta \varepsilon = -(4.1 - 9.9) \cdot 10^{-6}$.

Наиболее вероятным источником деформации сжатия являются тектонические напряжения, связанные с формированием субмеридиональной раздвиговой зоны в земной коре в районе вулкана Корякский. Вследствие действия источника объемного сжатия и роста порового давления в водовмещающих породах с середины 2007 по 2009 гг., т.е. в течение 2.5 лет, наблюдалось понижение чувствительности гидродинамического режима скважины Е-1 к процессам подготовки сильных тектонических землетрясений.

Научные результаты работы существенно дополняют и расширяют представления о гидрогеодинамических процессах, происходящих в системах «скважина – водовмещающая порода» под влиянием сейсмичности, и направлены на развитие научно-методических основ гидрогеодинамического метода мониторинга НДС земной коры в сейсмоактивных регионах.

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Том № 1. М: Мир, 1983. - 520 с.
2. Багмет А.Л., Багмет М.И., Барабанов В.Л. и др. Исследование земноприливных колебаний уровня подземных вод на скважине “Обнинск” // Физика Земли. 1989. № 11. С. 84-95.
3. Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Калачев А.А., Савин И.В. Частотная характеристика системы скважина – водоносный горизонт по данным наблюдений за уровнем подземных вод // Физика Земли. 1988. № 3. С. 41 – 50.
4. Барабанов В.Л. Реакция системы скважина – водоносный горизонт на возмущение пластового давления // Гидрогеодинамические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1984. С. 31-49.
5. Баренблатт Г.Н., Желтов Ю.Н., Кочина И.Н. Об основных представлениях теории фильтрации однородных жидкостей в трещиноватых средах // Прикладная математика и механика. 1960. Т. 24. С. 58-73.
6. Баренблат Г.Н., Ентов В.М., Рыжик В.М. Движение жидкостей и газов в природных пластах. М.: Недра, 1984. - 208 с.
7. Болдина С.В. Оценка пороупругих параметров резервуара подземных вод по данным уровнемерных наблюдений на скважине ЮЗ-5, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2004. № 2. Вып. № 4. С. 109-119.
8. Болдина С.В., Копылова Г.Н. Феноменологическая модель гидрогеодинамических процессов в системе скважина-резервуар при сейсмических воздействиях (на примере скважины ЮЗ-5) // Подземная гидросфера. Матер. XVIII совещания по подземным водам Сибири и Дальнего востока. Иркутск: Иркутский государственный технический университет, 2006. С. 324-327.
9. Болдина С.В., Копылова Г.Н. Оценка инерционного эффекта водообмена между скважиной и резервуаром подземных вод // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2006. № 2. Вып. № 8 С. 112-119.
10. Болдина С.В., Копылова Г.Н. Гидрогеодинамические процессы в системе скважина–резервуар при сейсмических воздействиях (на примере скважины ЮЗ-5, Камчатка) // Геофизика XXI столетия: 2007 год. Сб. трудов Девятых гефиз. чтений им. В.В. Федынского. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2008. С. 23-35.
11. Болдина С.В., Копылова Г.Н. Механизмы отклика уровня воды в скважинах на сейсмические воздействия // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической

безопасности Дальнего Востока России: в 2 томах. Труды региональной научно-технической конференции. Том 1 / Отв. ред. В.Н. Чебров и В.А. Салтыков, Петропавловск-Камчатский 11-17 ноября 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. С. 50-54.

12. Болдина С.В., Копылова Г.Н. Оценка косейсмической деформации при Кроноцком землетрясении 5.12.1997 г., $M_w=7.8$ по данным уровнемерных наблюдений на скважине ЮЗ-5, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2008. № 2. Вып. № 12. С. 95-102.

13. Болдина С.В., Копылова Г.Н. Модель гидрогеодинамических процессов в системе «пьезометрическая скважина – напорный резервуар пресных подземных вод» при сейсмических воздействиях // Подземные воды Востока России. Матер. Всеросс. совещания по подземным водам Востока России (XIX Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока). Тюмень: Тюменский дом печати, 2009. С. 425–429

14. Болдина С.В., Копылова Г.Н. Моделирование гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважине // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. Труды региональной научно-технической конференции. Том 1 / Отв. ред. В.Н. Чебров и В.А. Салтыков, Петропавловск-Камчатский 11-17 октября 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. С. 166-170.

15. Болдина С.В., Копылова Г.Н. О возможности получения оценок упругих параметров водовмещающих пород по данным уровнемерных наблюдений в пьезометрических скважинах // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2013. № 2. Вып. № 22. С. 184-195.

16. Бормотов В.А., Войтенко А.А., Коковкин А.А. Линеаментная сейсмогенерирующая структура тектоносферы южной континентальной части Дальнего Востока России // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. Том 1. Южно-Сахалинск: ИМГИГ СНИЦ ДВО РАН, 2002. С. 22-23.

17. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание / Ред. Г.М. Власов, М.Б. Белов. М.: Недра, 1964. - 733 с.

18. Гидрогеология СССР. Т. 29. Камчатка, Курильские и Командорские острова / Ред. Г.А. Голева. М.: Недра, 1972. - 364 с.

19. Гольдин С.В. Макро- и мезоструктура очаговой области землетрясения // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 1. С. 5-14.

20. Гордеев Е.И., Дроздин В.А. Температура эксплозивного шлейфа извержения вулкана Корякский в 2009 г. // ДАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 349-351.

21. Гусев А.А., Левина В.И., Салтыков В.А., Гордеев Е.И. Сильное Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1977 года: основные данные, сейсмичность очаговой зоны, механизмы очага, макросейсмический эффект / Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 19987 года. Предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГАРФ, 1998. С. 32-54.
22. Гусев А.А., Мельникова В.Н., Связи между магнитудами - среднемировые и на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1990. № 6. С. 55-63.
23. Каталог предвестников землетрясений. Гидрогеодинамические предвестники. - Москва: ИФЗ РАН, 1983. - 140 с.
24. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М: Наука, 1964. - 487 с.
25. Касимова В.А., Копылова Г.Н. О зависимости вариаций уровня воды при сильнейших землетрясениях от амплитудно-частотного состава максимальных фаз движений грунта (на примере ЮЗ-5, Камчатка) // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 143-147.
26. Киссин И.Г. Гидрогеологический мониторинг земной коры // Физика Земли. 1993. №8. С. 58-69.
27. Ковалевский В.С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод. М.: Недра, 1973. - 152 с.
28. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважинах под влиянием землетрясений // Вестник КРАУНЦ Серия наук о Земле. 2005. № 5. С. 113-126.
29. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2006. №6. С. 52-64.
30. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987-1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2001. №2. С. 39-52.
31. Копылова Г.Н. Влияние сейсмичности на режим подземных вод (по данным наблюдений в сейсмоактивных районах мира) // Подземная гидросфера. Матер. XVIII совещания по подземным водам Сибири и Дальнего востока. Иркутск: Иркутский государственный технический университет, 2006. С. 178-179.
32. Копылова Г.Н. Оценка сейсмопрогностической информативности данных уровнемерных наблюдений на скважине Е1, Камчатка (по данным наблюдений 1996-2007 гг.) // Труды региональной научно-техн. конф. Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. С. 24-28.

33. *Копылова Г.Н.* Оценка деформометрических свойств системы «скважина-резервуар подземных вод» по данным уровнемерных наблюдений // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научн. чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2009. С. 252-256.
34. *Копылова Г.Н.* Оценка информативности уровнемерных наблюдений в скважинах для поиска гидрогеодинамических предвестников землетрясений (на примере Камчатки) // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 56-68.
35. *Копылова Г.Н. Болдина С.В.* Отклик уровня воды в скважине ЮЗ-5 на катастрофическое землетрясение 26 декабря 2004 г., $M=9$ // Матер. ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога. Петропавловск - Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2005. С. 140-147.
36. *Копылова Г.Н., Болдина С.В.* Оценка пороупругих параметров резервуаров подземных вод по данным уровнемерных наблюдений // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Камчатский печатный двор, 2004. С. 405 – 421.
37. *Копылова Г.Н., Болдина С.В.* Оценка пороупругих параметров резервуаров подземных вод (по данным уровнемерных наблюдений на скважине ЮЗ-5 и Е-1, Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 2. С. 17–28.
38. *Копылова Г.Н., Болдина С.В.* Гидрогеодинамические эффекты землетрясений в системе скважина-резервуар (на примере скважины ЮЗ-5) // Геофизический мониторинг Камчатки. Матер. научно-технической конференции КФ ГС РАН. Петропавловск-Камчатский: Оттиск, 2006. С. 122 – 130.
39. *Копылова Г.Н., Болдина С.В.* Отклик уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, на Суматранское землетрясение 26 декабря 2004 г., $M=9$ // Вулканология и сейсмология, 2007. № 5. С. 45–55.
40. *Копылова Г.Н., Болдина С.В.* О связи изменений уровня воды в скважине Е-1, восточная Камчатка, с активизацией вулкана Корякский в 2008-2009 гг. И сильными ($M \geq 5$) землетрясениями. // Вулканология и сейсмология. 2012 а. № 5. С. 41-54.
41. *Копылова Г.Н., Болдина С.В.* О механизме гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г., $M_w=7.8$ // Тихоокеанская геология. 2012 б. № 5. С. 104-114.
42. *Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смолина Н.Н., Сизова Е.Г., Касимова В.А.* Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в пьезометрических скважинах Камчатки (по данным наблюдений 1987-2011 гг.) / Сейсмологические и геофизические исследования

на Камчатке. К 50-летию детальных сейсмологических наблюдений. Петропавловск-Камчатский: Холд. комп. «Новая книга», 2012. С. 236–269.

43. *Копылова Г.Н., Бормотов В.А.* Эффекты сейсмичности в изменениях уровней воды глубоких скважин сейсмоактивных районов Дальнего Востока: методика диагностики и результаты // Закономерности строения и эволюции геосфер. Матер. VI междунар. междисциплин. научн. симпоз. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 134 – 149.

44. *Копылова Г.Н., Иванов В.Ю., Касимова В.А.* Разработка элементов информационной системы комплексных геофизических наблюдений на территории Камчатки // Российский журнал наук о Земле. Т. 11. RE2002, doi:10.2205/2009ES000329, 2009

45. *Копылова Г.Н., Жаляева Ю.К.* Прогнозы и предвестники Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г. (по материалам работы Межведомственного научно-технического экспертного совета при Камчатском центре мониторинга сейсмической и вулканической активности) // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, 2000. С. 146-154.

46. *Копылова Г.Н., Латыпов Е.Р., Пантюхин Е.А.* Информационная система «Полигон»: комплекс программных средств для сбора, хранения и обработки данных геофизических наблюдений // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. Материалы междунар. геофиз. конф, г. Новосибирск. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. С. 393 – 399.

47. *Копылова Г.Н., Любушин А.А. (мл.), Малугин В.А. и др.* Гидродинамические наблюдения на Петропавловском полигоне, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 69-79.

48. *Копылова Г.Н., Смолина Н.Н.* Изменения уровня воды в скважинах Камчатки в период Олюторского землетрясения 20.04.2006 г., $M_w=7.6$ // Вулканология и сейсмология. 2010. № 3. С. 36-49.

49. *Копылова Г.Н., Смолина Н.Н.* Состояние и перспективы развития гидрогеодеформационного мониторинга сейсмичности Камчатки // Сейсмичность Северной Евразии. Матер. междунар. конф. Обнинск: ГС РАН, 2008. С. 108-112.

50. *Копылова Г.Н., Стеблов Г.М., Болдина С. В., Сдельникова И.А.* Оценка косейсмической деформации по данным уровнемерных наблюдений на Камчатской скважине ЮЗ-5 и моделирования // Тектоника и глубинное строение востока Азии: VI Косыгинские чтения: доклады всероссийской конференции, 20-23 января 2009 г. Хабаровск / под ред. А.Н. Диденко, А.А. Степашко. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2009. С. 272-275.

51. Копылова Г.Н., Стеблов Г.М., Болдина С.В., Сдельникова И.А. О возможности оценок косейсмической деформации по данным уровнемерных наблюдений в скважине // Физика Земли. 2010. №.1 С. 51-61.
52. Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Марков В.К., Перник Л.М. Гидрогеологический отклик подземных коллекторов на сейсмические колебания // Физика Земли. 2011. №.12 С. 50-62.
53. Левин В.Е. GPS мониторинг современных движений земной коры на Камчатке и Командорских островах 1997-2007 гг. // Вулканология и сейсмология. 2009. № 3. С. 60-70.
54. Левина В.И., Гусев А.А., Павлов В.М. и др. Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г. с $M_W=7.8$, $I_0=8$ (Камчатка) / Землетрясения Северной Евразии в 1997 г. Обнинск: ГС РАН, 2003. С. 251-271.
55. Любушин А.А. (мл.) Многомерный анализ временных рядов систем геофизического мониторинга // Физика Земли. 1993. № 3. С. 103-108.
56. Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968. - 482 с.
57. МIRONENKO В.А., Шестаков В.М. Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. М.: Недра, 1978. - 325 с.
58. Николаевский В.Н., Басниев К.С., Горбунов А.Т., Зотов Г.А. Механика насыщенных пористых сред. М.: Недра, 1970. - 339 с.
59. Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика. Новосибирск: Наука, 1983. - 241 с.
60. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент / Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9-27.
61. Сеньюков С.Л., Нуждина И.Н. Сейсмичность вулкана Корякский в 1966-2009 гг. // Труды Второй региональной научно-технич. конф. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. С. 91-95.
62. Селиверстов Н.И. Активизация вулкана Корякский на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Наука о Земле. 2009. № 1. Вып. № 13. С. 7-9.
63. Синдаловский Л.Н. Справочник аналитических решений для интерпретации опытно-фильтрационных опробований. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2006. - 769 с.
64. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. - 313 с.
65. Справочник по специальным функциям / Под ред. Абрамовица М. и Стеган И.М. М.: Наука, 1979. - 832 с.
66. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М: Мир, 1985. - 637 с.

67. *Хаткевич Ю.М., Рябинин Г.В.* Гидродинамические и гидрогазохимические вариации параметров режима подземных вод в периоды подготовки и реализации Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г. / Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 г. Предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГАРФ, 1998. С. 134 – 147.
68. *Шестаков В.М.* Гидрогеодинамика. М: МГУ, 1995. - 368 с.
69. *Шестаков В.М.* Динамика подземных вод. М: МГУ, 1973. - 327 с.
70. *Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В.* Влияние сейсмической вибрации на проницаемость пород в связи с проблемой захоронения радиоактивных отходов / Флюидная проницаемость пород земной коры. М.: Научный мир, 2002. С. 155-161.
71. *Abramowitz M., Stegun I.A.* Handbook of Mathematical Functions, Applied Mathematics Series 55 // National Bureau of Standards, Washington, D. - C. 1964.
72. *Barenblatt G.I., Zheltow I.P., Kochina T.N.* Basic concept in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks // Journal of Applied Mathematics and Mechanics. 1960. - V. 24. - P. 1286-1303.
73. *Biot M.A.* General theory of three-dimensional consolidation // J. Appl. Phys. 1941. - V. 12. - P. 155-164.
74. *Biot M.A.* General solution of the equation of elasticity and consolidation for a porous material // J. Appl. Mech. 1956. - V. 78. - P. 91-96.
75. *Biot M.A.* Thermoelasticity and irreversible thermodynamics // J. Appl. Phys. 1956. - V. 27. - P. 240-253.
76. *Biot M.A., Willis D.G.* The elastic coefficients of the theory of consolidation // J. Appl. Mech. 1957. - V. 24. - P. 594-601.
77. *Brodsky E E., Roeloffs E., Woodcock D., Gall I., Manga M.* A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes // J. Geophys. Res. 2003. - V. 108. - P. 2390-2400.
78. *Cheng A.N.-D., Detournay E.* A direct boundary element method for plane strain poroelasticity // Int. J. of Numer. Analytical Meth. Geomech. 1988. - № 12. - P. 551-572.
79. *Cooper H.H., Bredehoeft J.D., Papadopoulos I.S., Bennet R. R.* The response of well-aquifer system to seismic waves // J. Geophys. Res. 1965. - V. 70. - P. 3915-3926.
80. *Cooper H.H., Bredehoeft J.D., Papadopoulos I.S.* Response of finite-diameter well to an instantaneous charge of a water // Water Resour. Res. 1967. - V. 1. - P. 265-269.
81. *Crank J.* The Mathematics of Diffusion. Oxford Sci., Oxford, U.K., 1975. - PP. 421.

82. *Dupuit J.* Etudes theoriques et pratiques sur le mouvement des eaux // Paris, 1863.
83. *Farrell W. E.* Deformation of the Earth by surface loads // *Rev. Geophys.* 1972. - V. 10. - P. 761-797.
84. *Gordeev E. I., Gusev A. A., Levin V. E. et al.* Preliminary analysis of deformation at the Eurasia-Pacific-North America plate junction from GPS data // *Geophys. J. Int.* 2001. - V. 147. - P. 189-198.
85. *Hsieh P., Bredehoeft J., Farr J.* Determination of aquifer transmissivity from earth-tide analysis // *Water Resour. Res.* 1987. - V. 23. P. 1824-1832.
86. *Igarashi G., Wakita H.* Tidal responses and earthquake-related changes in the water level of deep wells // *J. Geophys. Res.* 1991. - V. 96. No. B3. - P. 4269-4278.
87. *Jacob C. E.* The flow of water in an elastic artesian aquifer // *Eos Trans. AGU.* 1940. - V. 21. - P. 574-586.
88. *King C.-Y., Azuma S., Ohno M. et al.* In search of earthquake precursors in water-level data of 16 closely clustered wells at Tono, Japan // *Geophys. J. Int.* 2000. - V. 143. - P. 469-477.
89. *King, C.-Y., Azuma S., Igarashi G., Ohno M., Saito H., Wakita H.* Earthquake-related water-level changes at 16 closely clustered wells in Tono, central Japan // *J. Geophys. Res.* 1999. - V. 104. - P. 13,073– 13,082.
90. *Kumpel H.-J.* About the potential of wells to reflect stress variations within inhomogeneous crust // *Tectonophysics.* 1992. - V. 211. - P. 317–336.
91. *Kumpel H.-J.* Poroelasticity: parameters reviewed // *Geophys. J. Int.* 1991. - V. 105. - P. 783–799.
92. *Love A. E. H.* The stress produced in semi-infinite solid by pressure on part of the boundary // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A.* 1929. - V. 228. - P. 377-420.
93. *McLachlan N. W.* Bessel Functions for Engineers, 2nd ed. // London: Oxford University Press. 1955. - PP. 239
94. *Nur A., Byerlee J.D.* An exact effective stress law for elastic deformation of rock with fluids // *J. Geophys. Res.* 1971. - V. 76. - P. 6414-6419.
95. *Okada Y.* Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bull. of Seism. Soc. Amer.* 1985. - V. 75. - P. 1135-1154.
96. *Quilty E.G., Roeloffs E.A.* Removal of barometric pressure response from water level data // *J. Geophys. Res.* 1991. - V. 96. No. B6, - P. 10209 - 10218.

97. *Rice J.R., Cleary M.P.* Some basic stress-diffusion solutions for fluid saturated elastic porous media with compressible constituents // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1976. - V. 14. - P. 227-241.
98. *Roeloffs E. A.* Hydrologic precursors to earthquakes: A review // *Pure Appl. Geophys.* 1988. - V. 126. - P. 177-209.
99. *Roeloffs E. A.* Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes. // *J. Geophys. Res.* 1998. - V. 103. - P. 869-889.
100. *Roeloffs E. A.* Poroelastic methods in the study of earthquake-related hydrologic phenomena // *Advances in Geophysics. Academic, San Diego, Calif.,* 1996. - P. 135-195.
101. *Roeloffs E. A., S.S. Burford, F.S. Riley, A.W. Records.* Hydrologic effects on water level changes associated with episodic fault creep near Parkfield, California. // *J. Geophys. Res.* 1989. - V. 94. - P. 12387-12402.
102. *Rojstaczer S.* Determination of fluid flows properties from the response of water levels in wells to atmospheric loading. // *Water Resour. Res.* 1988. - V. 24. - P. 1927-1938.
103. *Rojstaczer S.* Intermediate period response of water levels in wells to crustal strain: sensitivity and noise level // *J. Geophys. Res.* 1988. - V. 93. - P. 13619-13634.
104. *Rojstaczer S., Agnew D.S.* The influence of formation material properties on the response of water levels in wells to Earth tides and atmospheric loading. // *J. Geophys. Res.* 1989. - V. 94. - P. 12403-12411.
105. *Sato T., Matsumoto N., Kitagawa Y., Koizumi N., Takahashi M., Kuwahaba Y., Ito H., Cho A., Sato T., Ozawa K., Tasaka S.* Changes in groundwater level associated with the 2003 Tokachi-oki earthquake // *Earth Planets Space.* 2004. - V. 56. - P. 395-400.
106. *Skempton A.W.* The pore-pressure coefficients A and B // *Geotechnique.* 1954. - V. 4. - P. 143-147.
107. *Sterling A., Smets E.* Study of earth tides, earthquakes and terrestrial spectroscopy by analysis of the level fluctuations in Borehole at Haibaart (Belgium) // *Geophys. Journal Royal Astronom. Soc.* 1971. - V. 23. - №. 2. - P. 225-242.
108. *Terzaghi K.* The shearing resistance of saturated soils // *Proc. Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng. Lst.* 1936. - V.1. - P. 54-55.
109. *Theis C.V.* The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of well using ground-water storage // *Trans. Am. Geophys. Union.* 1935. - V.2 - P. 519-524.

110. *Van der Kamp G.* Determining aquifer transmissivity by means of well response tests: The underdamped case // *Water Resources Research*. 1976. - V. 12. - № 1. - P. 71-77.
111. *Van der Kamp G., Gale L.E.* Theory of Earth tide and barometric effects in porous formations with compressible grains // *Water Resour. Res.* 1983. - V.19. - P. 538-544.
112. *Vetter M., Wenzel H.-G.* PREGRED - an interactive graphical editor for digitally recorded data// *Bulletin d'Informations Marees Terrestres*, 1995. - V.121. - P. 9102-9107.
113. *Wakita H.* Precursory changes in groundwater prior to the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake, In *Earthquake Prediction: An International Review* // *Maurice Ewing Series*. 1981. - № 4. - P. 527-532.
114. *Wakita H.* Water level as possible indicators of tectonic strain // *Science*. 1975. - №. 189. - P. 553-555.
115. *Wenzel H.G.* Earth tide analysis package ETERNA 3.0 // *BIM*. 1994. - № 118. - P. 8719-8721.